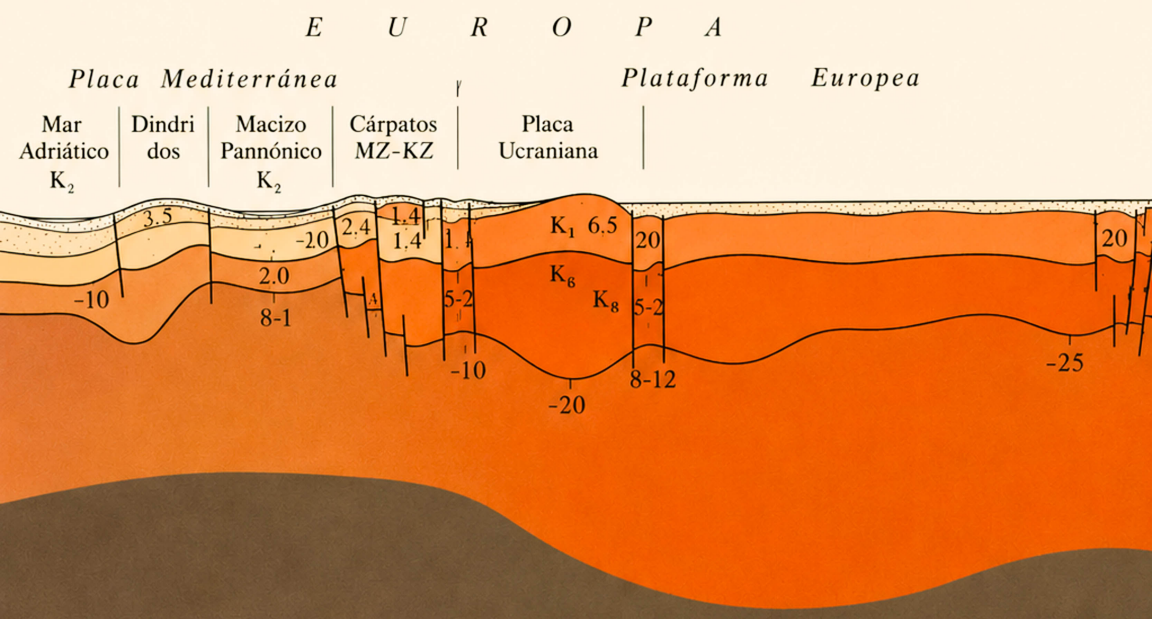


V. E. Jain

Geotectónica General

Parte I

La tectonosfera · La litosfera ·
Los movimientos de la corteza terrestre
El análisis paleotectónico
Las fajas orogénicas
Las plataformas continentales

Editorial Mir Moscú

ИЗДАТЕЛЬСТВО МИР

В. Е. Хаин

Общая геотектоника

Издательство
«Недра»

V. E. Jain

Geotectónica General

Parte I

Segunda edición

Editorial Mir
Moscú

Traducido del ruso
por
Tamara Loshakova

Primera edición 1980

Segunda edición 1984

Impreso en la URSS
на испанском языке

Издательство «Недра», 1973
© Traducción al español. Editorial Mir. 1980

Indice

Parte I

Prefacio a la primera edición 5

Prefacio a la segunda edición 8

Capítulo I
Objeto, métodos y etapas básicas de desarrollo de la geotectónica 11

Capítulo II
Tectosfera, su estructura y origen 30

Capítulo III
Elementos estructurales fundamentales de la litosfera y tipos de movimientos tectónicos 56

Capítulo IV
Movimientos contemporáneos y novísimos de la corteza terrestre, métodos y resultados del estudio de los mismos 78

Capítulo V
Métodos del análisis paleotectónico 138

Capítulo VI
Geosinclinales y orógenos epigeosinclinales 237

Capítulo VII
Plataformas continentales, su constitución y desarrollo 279

Capítulo VIII
Fajas orogénicas epiplatafórmicas y rifts continentales 331

Prefacio a la primera edición

A pesar de que el término «geotectónica» apareció en la literatura geológica ya hace más de cien años, la aparición de la geotectónica como disciplina científica independiente tuvo lugar relativamente hace poco. El curso de geotectónica fue introducido en los programas de los centros docentes superiores del país a principios de los años treinta en la Escuela de Ingenieros de Minas de Leningrado por iniciativa del catedrático M. M. Tetiáiev y en el Instituto de investigación geológica de Moscú por iniciativa del profesor E. V. Milanovski. Desde aquel tiempo la geotectónica se ha desarrollado rápidamente, lo que se manifiesta en la Unión Soviética y en el extranjero con la edición de varias monografías importantes sobre la geotectónica general. Entre éstas figura, ante todo, el libro de M. M. Tetiáiev «Fundamentos de la geotectónica» (la primera edición es de 1935; la segunda de 1941)[1]); en su tiempo este libro desempeñó un gran papel en el proceso de formación de la geotectónica como disciplina científica definida y en el surgimiento de una de las grandes escuelas tectónicas del país, pero actualmente se debe considerar obsoleto. Gran importancia tuvo la aparición de la monografía de V. V. Beloúsov en la primera edición en 1948 bajo el título «Общая геотектоника» (Geotectónica general) y en la segunda edición en 1954 bajo el título «Основные вопросы геотектоники» (Problemas fundamentales de la geotectónica). En la monografía de V. V. Beloúsov por primera vez se aclaran con bastante plenitud todas las cuestiones que constituyen las nociones de la geotectónica general y se expone una concepción teórica singular y armoniosa, que abarca sus princi-

---

[1]) La segunda edición del libro de M. M. Tetiáev fue aceptada en calidad de manual, pero en realidad poco correspondía a este fin. Aún en menos grado pudo pretender ser manual o material didáctico la obra muy breve «Введение в геотектонику» («Introducción a la geotectónica») de A. S. Moiséiev (editorial de la Universidad de Leningrado, 1940), acerca de la cual M. M. Tetiáev escribió justamente que es nada más que un capítulo ampliado del curso de geología general.

pales problemas y que también es un desarrollo considerable de las ideas de M. M. Tetiáiev.

Además, es digno de mencionar el libro de Yu. A. Kosiguin «Тектоника нефтеносных областей», Том I «Общая тектоника (Tectónica general; Tectónica de las regiones petrolíferas, tomo I), editado en 1958. En esta obra se reflejan amplia y completamente diferentes puntos de vista en cuanto a las cuestiones particulares de la geotectónica, asimismo están expuestas las opiniones propias del autor, que pertenece a otra eminente escuela de tectonistas soviéticos, la de A. D. Arjánguelski y N. S. Shatski.

En la literatura extranjera durante los últimos 30 años también fue publicada una serie de monografías relevantes, entre ellas «The deformation of the Earth's crust» (Deformación de la corteza terrestre) del científico norteamericano W. Bucher (1933; la nueva edición en estereotipo es de 1959); «Tektonische geologie» (Geología tectónica) (1942) del geólogo austríaco L. Kober; «The Pulse of the Earth»; (El pulso de la Tierra) del geólogo holandés J. Umbgrove (1947), «The formatión of mountains» (Formación de las montañas) de otro prospector holandés, R. W. van Bemmelen (1954; la traducción rusa es de 1956); «Mechanik der Erde» (Mecánica de la Tierra) del suizo R. Sonder (1956); la nueva edición, esencialmente modificada, del famoso libro de S. von Bubnoff «Grundprobleme der Geologie» (Problemas fundamentales de la geología), (la edición rusa es de 1960). Se puede considerar como manual de la geotectónica la obra del tectonista francés J. Goguel «Traité de Tectonique» (Curso de tectónica) (1952), en la cual se aclaran cuestiones tanto de la geología estructural como de la geotectónica general. Elementos considerables de la geotectónica están contenidos en la «Structural geology» (Geología estructural) de L. U. de Sitter (1956; la edición rusa es de 1960). El manual breve del catedrático australiano K. Metz «Tektonische Geologie» (Geología tectónica) (1957) también en un curso de geología estructural con elementos de geotectónica.

Muchos tectonistas eminentes de nuestra época expusieron sus principales ideas en obras dedicadas a ciertas regiones o cuestiones aisladas. Entre ellos figuran H. Stille, A. D. Arjánguelski, N. S. Shatski, E. Kraus, A. J. Irdli y otros. Conviene anotar el valioso manual metódico «Методы изучения тектонических структур» (Métodos de estudio de las estructuras tectónicas), publicado por el Instituto Geológico de la Academia de Ciencias de la URSS en 1960—1961.

La principal aspiración del autor en el presente libro, consiste en combinar la exposición objetiva de diferentes opiniones, a veces contradictorias, en cuanto a cuestiones de discusión aisladas, siguiendo cierta línea de principios que el autor considera la más justa. En lo que se refiere a qué medida se ha conseguido realizarlo tendrán que juzgarlo los lectores.

El libro consta de cinco partes: la parte de introducción (capítulos I—III); la metodología de estudio de la historia de los movimientos tectónicos y de la formación de las estructuras tectónicas

(capítulos IV—V); el desarrollo de los principales tipos de estructuras tectónicas (capítulos VI—IX); las regularidades generales y las posibles causas del desarrollo de la corteza terrestre (capítulos X—XI); el empleo en la práctica de la geotectónica (capítulo XII). La morfología de los trastornos tectónicos y las condiciones cinemáticas de la formación de las mismas, así como también el análisis estructural (incluso petrográfico) no se examinan en la obra, puesto que a estos temas se presta bastante atención en los cursos de geología estructural, en particular, en el libro, que acaba de salir, «Geología estructural» de V. V. Beloúsov, así como en el libro de G. D. Azhguirei bajo el mismo título.

De un modo aproximado al plan expuesto, el autor dictó las clases del curso de geotectónica general primeramente en el Instituto Industrial Azizbékov de Azerbaidzhán, después en el Instituto de Investigación Geológica S. Ordzhonikidze de Moscú y en las facultades de geología y geografía de la Universidad M. V. Lomonósov de Moscú.

En 1954 el autor publicó el libro «Тектонические основы поисков нефти» (Fundamentos geotectónicos de la exploración del petróleo), cuyo material se usa parcialmente en algunos capítulos (IV, VII, IX, XII) del presente libro.

Las sucintas listas bibliográficas que acompañan a los capítulos aislados no son completas y están predestinadas a los lectores que deseen profundizar sus conocimientos y familiarizarse con las fuentes originarias de información. Se espera que el presente libro pueda suplir eficientemente la falta de manuales y materiales didácticos de geotectónica general, y que además le sea de utilidad a estudiantes universitarios y de posgrado, a geólogos, geofísicos y geógrafos.

El autor les está sinceramente reconocido a los censores oficiales—al jefe de la sección de enseñanza de geología general de la Universidad de Leningrado, catedrático V. N. Ognev, y a los integrantes de esa cátedra; así como al jefe de la sección de enseñanza de geología general del Instituto de Investigación Geológica de Moscú, catedrático N. I. Nikoláiev, por toda una serie de valiosas observaciones críticas, recogidas en la preparación definitiva del manuscrito para la impresión.

También considero necesario expresar mi agradecimiento a los estudiantes de posgrado M. G. Lomize y Ch. B. Borukáiev por la ayuda sustancial en la preparación de las figuras y de todo corazón a mi esposa, V. I. Kuzminá, por el auxilio prestado durante la preparación del propio manuscrito para la impresión.

Prefacio a la segunda edición

La necesidad de reeditar el presente libro se debe ante todo a que la tirada de la primera edición se agotó muy pronto. Mas es igualmente de gran valor la circunstancia de que en el curso de los últimos años en el dominio de las ciencias acerca de la Tierra, lo mismo que en el de las ciencias naturales en general, se obtuvieron datos esencialmente nuevos, los cuales hicieron avanzar considerablemente la solución de una serie de problemas y dictan el nuevo enfoque para la solución de otros. Para la geotectónica son de suma importancia los nuevos materiales acerca de la estructura del fondo de los océanos, casi absolutamente no investigada hasta hace algún tiempo, así como acerca de la estructura de la profundidad de la corteza continental, explorada mediante el sondeo sísmico profundo. También han proporcionado resultados importantes las prospecciones del manto superior según el Proyecto Internacional. Ha avanzado mucho el estudio de la historia tectónica del precambriano, el cual constituye cuatro quintos de la historia general de la Tierra. A la par se han obtenido grandes éxitos en el dominio de la investigación de la tectónica regional de los países en desarrollo, lo que en total elevó e hizo más uniforme el nivel de estudio tectónico de los continentes.

La necesidad de tener en cuenta todos estos nuevos materiales hizo imprescindible una modificación considerable del libro comparado con su primera edición. Conservando el plan general del libro, resultó conveniente apartar en capítulos especiales la característica de las zonas orogenas de la epiplataforma, de las cavidades oceánicas y de las rupturas de la corteza. Al mismo tiempo, para evitar el excesivo aumento del volumen de la obra, se debieron excluir los capítulos «División tectónica en regiones y mapas tectónicos» y «Tectónica y distribución de los yacimientos minerales útiles», limitándose a haber colocado en los capítulos principales del libro unas indicaciones breves acerca de la importancia de aplicación de los datos tectónicos y acerca de los métodos de división tectónica de las regiones.

Conviene señalar que durante el intervalo de tiempo transcurrido entre la anterior y la presente edición del libro, tanto en nuestro país como en el extranjero, fueron publicados algunos manuales de geotectónica y de geología estructural. Entre ellos figuran «Геотектоника» (Geotectónica) de I. I. Potápov, «Тектоника» (Tectónica) de Yu. A. Kosiguin, la nueva edición de la «Структурная геология» (Geología estructural) de G. D. Azhguirei, el libro «Structural and tectonic principles» (Fundamentos de la tectónica y de la geología estructural) de P. Badgley (EE.UU.), la versión rusa del «Traité de Tectonique» (Fundamentos de la tectónica) de J. Goguel (Francia), la nueva edición de la «Tektonische Geologie» (Geología tectónica) de K. Metz y la traducción al ruso de «Principles of structural geology» (Fundamentos de la geología estructural) de E. S. Hills (Australia). En estos libros, lo mismo que en otras monografías y obras enumeradas en las listas bibliográficas, el lector puede hallar una interpretación detenida de las cuestiones aisladas.

El autor agradece sinceramente a B. P. Barjátov, S. A. Zajárov y otros compañeros que hicieron observaciones críticas sobre la primera edición, y espera cualquier comentario a la presente edición.

Moscú, 28 de marzo de 1971

V. E. Jain

Capítulo I

Objeto, métodos y etapas básicas de desarrollo de la geotectónica

§ 1. Objeto, métodos y valor práctico de la geotectónica

La geotectónica es la ciencia sobre la estructura, los movimientos, las deformaciones y el desarrollo de las capas sólidas superiores de la Tierra, de la corteza terrestre y del manto superior (tectonosfera), en relación con el desarrollo de toda la Tierra. Por estructura se entiende la heterogeneidad de distribución y de estratificación de las rocas. La causa de esta heterogeneidad son los movimientos de la corteza terrestre y de algunas capas más profundas, llamados movimientos tectónicos. En lo que atañe a las causas de los propios movimientos tectónicos, en la forma más general se puede decir (esta cuestión se examina con más detalle en el capítulo XIV) que se producen debido a la tendencia de la sustancia de las capas terrestres a recuperar su estado de equilibrio, el cual se perturba continuamente, tanto a causa de factores internos — por la descompactación y por la transición de una parte de la sustancia terrestre al estado fundido bajo la acción del calor acumulado de la desintegración radiactiva y de la diferenciación gravitacional de la sustancia de profundidad de la Tierra, como por los factores ambientales cósmicos, o sea, por los cambios de la velocidad de rotación de la Tierra, producidos a consecuencia de las variaciones del campo de gravitacion terrestre, etc.

En concordancia con los problemas concretos y atendiendo a las etapas sucesivas de investigación, la geotectónica se divide en varias disciplinas científicas más estrechas.

La *geotectónica morfológica*, o sea, la *geología estructural*, o simplemente, la tectónica, estudia las formas estructurales creadas por los movimientos tectónicos y elabora la clasificación de estas formas. En conformidad con las tradiciones establecidas la geología estructural se ocupa, en lo fundamental, de las formas estructurales de pequeña y media escala, dejando el examen de los elementos estructurales más grandes de la corteza terrestre y de la tectonosfera en su conjunto como parte de la geotectónica general (véase abajo).

La *geotectónica regional* investiga la distribución contemporánea en la corteza terrestre de los trastornos tectónicos de diversos tipos, caracterizados en la geotectónica morfológica y parcialmente en la geotectónica general (véase la reserva acerca de los elementos estructurales más grandes), y destaca zonas geoestructurales aisladas (división geotectónica en regiones) que se representan en los mapas tectónicos.

La *geotectónica histórica* estudia el desarrollo sucesivo de la estructura de la corteza terrestre, estableciendo en éste ciertos etapas y estadios.

De la geotectónica histórica se separó (por primera vez en la URSS) como parte especial la neotectónica, que explora por medio de métodos especiales la etapa más moderna de desarrollo de la estructura de la corteza terrestre.

La *geotectónica general*, o sea, la *teórica* o *dinámica*, examina en base al material de las partes anteriores las regularidades generales de la manifestación de movimientos tectónicos y de la formación de estructuras tectónicas de toda clase en el tiempo y en el espacio; también aclara la tendencia general de la evolución de la tectonosfera en la historia geológica de la Tierra. Basándose en ello y valiéndose de los datos de la tectonofísica, de la tectónica experimental y de la geomecánica (véase más adelante), la geotectónica general se ocupa de establecer las causas de los movimientos y deformaciones tectónicos y el origen (o la génesis) de las estructuras tectónicas de todo tipo.

La *tectonofísica* es una nueva rama de la geotectónica teórica, que estudia las deformaciones de la corteza terrestre y de la tectonosfera en su conjunto tomándola como un cuerpo físico, restaurando los campos de tensión tectónica según los resultados del análisis estructural de los materiales de la geocartografía, así como también por medio de la simulación sustancial. Esta última constituye el objeto de la *tectónica experimental*. Por cuanto a la simulación sustancial se someten, en lo fundamental, las estructuras aisladas y, en el mejor de los casos, las zonas estructurales, ésta se completa con el empleo de los métodos de cálculo de la mecánica aplicada, los cuales pueden extenderse a la corteza terrestre e incluso a la tectonosfera en su conjunto. Las investigaciones semejantes se encuentran en el estadio inicial de desarrollo; se reúnen por el concepto de *geomecánica*.

En la frontera entre la ciencia acerca de los terremotos, que es la sismología, y la geotectónica apareció una ciencia intermedia llamada *sismotectónica*, que estudia las condiciones tectónicas de surgimiento de los terremotos.

La *geotectónica aplicada* se ocupa de esclarecer la dependencia de la distribución de los yacimientos, de unos u otros minerales útiles en la corteza terrestre, con arreglo a las condiciones tectónicas, teniendo como fin el trazado más propicio de los trabajos de prospección. Es que no existe tal especie de minerales, inclusive las aguas

subterráneas, cuya situación en la corteza terrestre no dependa de la estructura tectónica y de la historia tectónica. Precisamente por eso los mapas tectónicos sirven como base para preparar todo mapa pronosticador de minerales.

Los datos de la geotectónica tienen esencial importancia al dividir en regiones geológicas los grandes territorios, al construir instalaciones de gran escala, sobre todo, las centrales hidroeléctricas, en las zonas de actividad tectónica.

La geotectónica como ciencia aplicada tiene gran valor, en particular en las condiciones de la economía nacional de los países socialistas, donde el desarrollo planificado de la industria requiere formular pronósticos de grandes alcances de la localización de distintas materias primas, mientras que la construcción en gran escala necesita el apoyo adecuado de ingenieros geológicos.

Aunque el propio término «geotectónica» ya tiene una historia de más de cien años (fue introducido por el geólogo alemán C. Naumann en 1860), la geotectónica se separó como disciplina independiente y asignatura de estudios[1]) hace relativamente poco tiempo, en el último cuarto del siglo XX. Durante este período en base a ella fueron elaborados los métodos especiales de exploración.

El *método estructural* (método de análisis estructural) consiste en el estudio de las formas aisladas de los trastornos tectónicos (los pliegues y rupturas) y del carácter de estratificación de las rocas ígneas según los datos del levantamiento geológico de campo y de la cartografía subterránea, elaborados con arreglo a los materiales de las excavaciones (pozos de sondeo, minas, galerías, etc.), así como también según los resultados de los métodos geofísicos, en particular, de la prospección sísmica. La estructura tectónica de una región, explorada por este medio, se representa mediante mapas estructurales, cortes, diagramas estereográficos y otros procedimientos gráficos.

El análisis de la disposición mutua, de la orientación espacial de los elementos estructurales (de los ejes de los pliegues, rupturas, de una fisuración (clivaje)) permite esclarecer el mecanismo de deformación de una sección dada de la corteza y la distribución de los esfuerzos que causaron esta deformación, así como el orden de aparición de las formas estructurales aisladas (pliegues, rupturas). Este análisis puede aplicarse tanto a las pequeñas secciones aisladas de la corteza (*análisis estructural detallado*) como a las grandes regiones de ésta, cuando se estudia la orientación de zonas de plegadura

---

[1]) Algunos geólogos soviéticos consideran el término «geotectónica» como sinónimo sobrante del vocablo «tectónica»; sin embargo, con todo esto se desatiende que la expresión resucitada «geotectónica» está ligada con el paso de la ciencia acerca de la estructura de la corteza terrestre y de la evolución de ésta en un peldaño más alto, cuando se empiezan a estudiar no formas estructurales aisladas relativamente pequeñas, sino las formas grandes, regionales y planetarias, así como su desarrollo y procedencia.

enteras o de partes considerables, de las fracturas de ubicación profunda, etc. (análisis estructural regional).

El escalón más alto del análisis estructural es el *análisis estructural global*, que en la actualidad se desarrolla rápidamente. Este consiste en el análisis de la disposición de los elementos estucturales básicos de la corteza terrestre (rupturas profundas, plataformas, zonas móviles) con respecto a la forma total de la Tierra, tanto en el presente como en el pasado. Para el análisis global de las estructuras ha cobrado gran valor la toma de vistas de la superficie terrestre efectuada en el cosmos. En combinación con los cálculos geomecánicos el análisis global de las estructuras puede ayudar a restaurar el cuadro general de deformación de la tectonosfera y aclarar sus causas.

Una variedad especial del análisis estructural lo constituye el *análisis microestructural* (*petroestructural*), elaborado en lo fundamental por el tectonista austríaco B. Sander. Consiste en estudiar en los schliffs mediante microscopio, la orientación de los minerales aislados, que aparecieron bajo la acción de los esfuerzos tectónicos, así como también en trazar sobre una retícula especial las mediciones obtenidas y én tratarlas estadísticamente. Como resultado se obtienen las conclusiones acerca del plan de las deformaciones tectónicas, de la dirección de los esfuerzos que accionan y de su orden de aparición en el tiempo.

El *método de tectónica comparativa*, elaborado profundamente por H. Stille en Alemania y por N. S. Shatski en la URSS, así como por sus discípulos, consiste en la comparación de las singularidades de la estructura y del desarrollo de las secciones de la corteza, diferentes en disposición pero semejantes en naturaleza tectónica, y de los tipos de las estructuras con el fin de establecer las regularidades características comunes de las mismas. La aplicación de este método da la posibilidad de predecir, por analogía con los objetos más estudiados, el carácter de la estructura de los elementos estructurales poco analizados de un tipo dado, así como también la presencia en ellos de ciertas especies de minerales útiles. En particular, esto permitió a I. M. Gubkin pronosticar el contenido en petróleo y gas de la región del Volga—Ural (por analogía con las regiones de la plataforma Norteamericana, mejor estudiadas en aquellos tiempos); a N. S. Shatski indicar la posibilidad de desarrollar el distrito de domos de sal de la depresión del Dniéper—Donez, los cuales también resultaron ricos en gas y petróleo; a V. S. Sóbolev predecir la capacidad diamantífera de la plataforma de Siberia (por analogía con la de Africa). El método de la tectónica comparativa es una variedad del método histórico-comparativo. En su aspecto histórico el método de la tectónica comparativa establece la comparación de los elementos estructurales semejantes existentes en diferentes etapas del desarrollo.

Los *métodos geodésicos* sirven para estudiar los movimientos tectónicos contemporáneos, pues permiten establecer con bastante exactitud sus direcciones y velocidades para diferentes puntos del

globo terráqueo. El estudio de los movimientos y deformaciones actuales es en sí, con arreglo a la geotectónica, una aplicación del método de actualidad propio de la geología general, el que también es una variedad del método histórico-comparativo.

Los *métodos geomorfológicos* (o geomorfológicos estructurales) se utilizan para estudiar no sólo los movimientos contemporáneos, sino también los más modernos, es decir, los movimientos del período oligoceno-cuaternario. Los datos de las oscilaciones de las cotas de las terrazas fluviales, marítimas y de los planos de nivelación permiten juzgar sobre la amplitud y la velocidad de las elevaciones que tuvieron lugar durante cierto lapso de tiempo geológico. Las observaciones de la morfología de los valles fluviales y de los litorales echan luz sobre el carácter de los movimientos tectónicos contemporáneos y más modernos, sobre la distribución de las elevaciones y de los hundimientos. El dibujo de una red fluvial a menudo revela la posibilidad de restablecer las variaciones en el plano estructural de las cuencas fluviales correspondientes. En general estos métodos son muy variados y encuentran un empleo cada vez mayor al estudiar la tectónica más moderna. En la elaboración de ellos desempeñaron gran papel las obras de N. I. Nikoláiev y S. S. Shults.

El *análisis de las facies* (*litofacies*) *y potencias*, plenamente fundamentado por V. V. Beloúsov, actualmente es el método básico para el estudio de la historia de los movimientos tectónicos y del desarrollo de las estructuras aisladas. Los mapas de distribución de las facies y potencias se levantan tanto para grandes intervalos geocronológicos y grandes territorios como también en mayor escala para subdivisiones estratigráficas más menudas y pequeñas áreas. Asimismo, dan la posibilidad de investigar el desarrollo de las estructuras de diferente orden, desde regiones y plataformas geosinclinales enteras hasta pliegues aislados.

El *método volumétrico* de exploración paleotectónica, que representa en sí el método anterior desarrollado, fue elaborado circunstanciadamente por A. B. Rónov tomando como ejemplo la plataforma Rusa (Europeooriental) y su contorno geosinclinal. Consiste en la medición del volumen de los sedimentos de diferente edad y diverso tipo, hecha según los mapas de litofacies y potencias, y permite apreciar cuantitativamente los hundimientos y elevaciones y caracterizar con más plenitud el desarrollo de éstos en el tiempo.

El análisis del cambio de la litología, del carácter de las facies y de la potencia de los sedimentos en el corte vertical, da la posibilidad de revelar las variaciones del signo y de la velocidad de los movimientos verticales de la corteza terrestre y, como lo veremos más adelante, permite establecer el carácter rítmico-oscilatorio. Dicho con propiedad, éste es el mismo análisis de las facies y potencias, pero no en un área (para un intervalo determinado de tiempo), sino en el tiempo (para un territorio determinado).

El *método de análisis de los hiatos y las discordancias* consiste, primeramente, en el levantamiento de los mapas paleogeológicos

(mapas semejantes fueron levantados por primera vez por A. Levorsen en los EE.UU. y por N. S. Shatski en la URSS), que representan la estructura que tuvo una región determinada al comienzo de la nueva etapa de desarrollo tectónico. Una serie de cortes paleogeológicos análogos posibilita poner en claro las variaciones del plano estructural que sucedieron desde una etapa hasta la otra. Las relaciones recíprocas de las series separadas por un hiato se destacan de un modo más preciso en los llamados mapas de contactos. En segundo lugar, la revelación de las discordancias en la disposición de unidades estratigráficas aisladas coadyuva, en combinación con el análisis de las facies y potencias, a precisar la historia de formación de la estructura de una región dada. El estudio de las discordancias es uno de los métodos más antiguos del análisis histórico-tectónico (véase en el § 2 acerca de los trabajos de Steno), además es el más ampliamente usado en la actualidad por H. Stille en los trabajos tendientes a restablecer, según las discordancias angulares, las fases principales de formación de los pliegues en la historia de la Tierra.

El *análisis de las formaciones*, es decir, de los complejos naturales de rocas propios de ciertos elementos estructurales de la corteza terrestre y de algunos de sus estadios de desarrollo, posibilita sustancialmente el esclarecimiento del carácter de desarrollo de las regiones aisladas en diferentes etapas de su historia. Aunque los fundamentos de este método fueron trazados por el geólogo francés M. Bertrand ya al final del siglo XIX, la argumentación completa y la aplicación orientada del método fueron dadas sólo en los años cuarenta de nuestro siglo en trabajos de científicos soviéticos.

De valioso complemento a los métodos enumerados de exploraciones paleotectónicas sirven los cortes litológicos de facies, paleoestructurales y otros gráficos diversos, que muestran el desarrollo tectónico de la región o del distrito en cuestión en cierta sección transversal.

Algo aparte se mantiene el *método experimental de las exploraciones tectónicas*. Este método consiste en reproducir en pequeña escala las estructuras tectónicas en las condiciones de laboratorio. El mismo comenzó a emplearse en la primera mitad del siglo XIX, pero se asentó sobre una sólida base científica sólo en los últimos decenios, cuando en la tectónica experimental fue introducido el llamado criterio de similitud, el cual permite escoger los materiales para el experimento, de modo que sea posible hacer una corrección necesaria, debido a la diferencia entre la formación de las estructuras de laboratorio y las condiciones naturales reales. Actualmente ya se han logrado ciertos resultados positivos en la reproducción experimental (que suele llamarse modelado), de ciertos tipos característicos de las estructuras, por ejemplo, de los domos de sal.

En los últimos años se han emprendido esfuerzos crecientes por implantar en la geotectónica, así como en toda la geología, los *métodos matemáticos*. Estos esfuerzos se deben reconocer como muy oportunos, puesto que la geotectónica, al igual que toda la geología,

se detuvo con demasía en el estadio de conocimiento puramente cualitativo. Incluso la introducción de los conceptos cuantitativos más elementales (la determinación de los parámetros de las estructuras tectónicas, de las velocidades y de los gradientes de velocidad de los movimientos, de los volúmenes de las deformaciones) ha sido hecha sólo recientemente. El objetivo final de la aplicación de métodos matemáticos a la geotectónica tiene que ser la creación de *simuladores matemáticos de los procesos tectónicos* (los movimientos tectónicos, la formación de modos aislados de las estructuras, el desarrollo de la tectonosfera en general), y la verificación de estos simuladores comparándolos con los datos de las observaciones. No obstante, este fin es realizable actualmente sólo hasta cierto grado, por ejemplo, con respecto a algunos modos de los movimientos (los llamados movimientos oscilatorios) o estructuras tectónicas elementales (domos de sal). En calidad de etapa preparatoria necesaria interviene el trabajo de formalizar las nociones tectónicas, es decir, comunicar a estas nociones, que tienen como regla general un carácter puramente cualitativo, una precisión matemática estricta. Este trabajo fue emprendido por un grupo de tectonistas de Novosibirsk (Yu. A. Kosiguin, Yu. A. Voronin, etc.). Mucho puede hacerse en la geotectónica, utilizando vastamente los métodos de la estadística matemática, en particular, en el dominio de revelación más objetiva de las regularidades generales de distribución y de desarrollo de modos aislados de las estructuras, de la historia de los movimientos tectónicos, de la periodicidad global de la tectogénesis, etc. El empleo de los métodos matemáticos («reconocimiento de las imágenes») puede ayudar a atribuir uno u otro modo a las estructuras y formaciones concretas, en una división en regiones geotectónicas más argumentada. Sin embargo, está claro que los métodos matemáticos no pueden sustituir los métodos geotectónicos tradicionales enumerados anteriormente, sino que sirven para completar y elevarlos a un grado más alto.

Estos son los métodos fundamentales de la geotectónica contemporánea. Un grupo de los métodos está orientado a aclarar la estructura actual de la corteza terrestre; a éste pertenecen el método estructural y sus variedades. El segundo grupo de los métodos (históricos) se ocupa del estudio de la historia de las estructuras tectónicas y del desarrollo de la corteza terrestre en general; tales son los métodos geodésicos y geomorfológicos de estudio de los movimientos contemporáneos y novísimos (análisis de la neotectónica), los métodos de análisis de las facies, potencias, los hiatos y discordancias, del cambio de los sedimentos en el corte vertical, el método volumétrico, el análisis de las formaciones (análisis paleotectónico). El tercer grupo de los métodos (genéticos): el método de la tectónica comparativa y el método experimental contribuye a descubrir la procedencia de las estructuras tectónicas; también sirven, en parte, a esta tarea los dos primeros grupos de métodos. La existencia de métodos de prospección independientes a la par con la presencia

de un círculo trazado con claridad, de cuestiones en estudio, determina su posición independiente entre otras disciplinas geológicas. Además, la geotectónica está ligada de modo íntimo con muchas ciencias del ciclo geológico, con todo, esta ligazón tiene en la mayoría de los casos el carácter de enlace recíproco. Por un lado, la geotectónica toma la mayor parte de su información de los materiales de geocartografía y perforación y de los resultados de las exploraciones geofísicas, al mismo tiempo el papel relativo de las últimas crece de año en año y la gama de los métodos se amplía sin cesar; por ejemplo, en los últimos años ha incluido el estudio del flujo calorífico, de los sondeos magnetotelúricos y de la perfilación sismoacústica en los espacios acuosos. Para la geotectónica son de importancia esencial los datos de la geomorfología, paleogeografía y litología (la composición mineralógica y granulométrica de los sedimentos), los de petrología y petroquímica (en particular, el quimismo de las rocas ígneas, inclusive las proporciones de isótopos de elementos aislados, las facies de metamorfismo, etc.). Por otro lado, la geotectónica participa en la creación de la base teórica de las ciencias enumeradas, sobre todo, de la doctrina sobre los minerales útiles. Pero incluso en el último caso el enlace es bilateral, ya que, por ejemplo, algunos minerales útiles son característicos sólo para tipos completamente determinados de elementos estructurales de la corteza terrestre (las kimberlitas diamantíferas, para las plataformas; la fluorita, para las regiones orógenas de epiplataforma, etc.).

§ 2. Etapas fundamentales de desarrollo de la geotectónica

Las principales etapas de desarrollo de la geotectónica coinciden con las etapas de desarrollo de la geología general. Tanto el progreso de la geotectónica como el progreso de la geología están relacionados de modo muy estrecho con los logros de algunas ciencias exactas: la física y la química. También se observa una conexión completamente determinada entre el desarrollo de la geotectónica y la evolución de los conceptos cosmogónicos. Luego, es evidente por completo que el progreso, tanto de la geología como de las ciencias naturales y exactas contiguas a ésta, se determina directa o indirectamente por el desarrollo general de las fuerzas productivas de la sociedad humana y por la transición de una formación social a otra, de un modo de las relaciones de producción a otro. Bajo este criterio daremos a continuación una recapitulación breve de la historia de la geotectónica.

La **primera etapa, preparatoria** (desde la segunda mitad del siglo XVII hasta la primera mitad del siglo XVIII). Como es sabido, las primeras ideas de la movilidad de la corteza terrestre y de los cambios de la superficie terrestre relacionados con este fenómeno ya las tenían los antiguos griegos; en una forma más determinada fueron expresadas por el geógrafo Estrabón (siglo IV a. de J. C.). Sin em-

bargo, estas ideas quedaron sin desarrollar y fueron olvidadas por mucho tiempo, hasta el mismo Renacimiento, siendo desatendidas las enunciaciones de los científicos del Asia Central.

En el año 1669 el científico italiano N. Steno, danés de origen, formula algunas tesis que fundan la tectónica. Steno indicó que las capas de rocas sedimentarias se forman originariamente en posición horizontal; si las encontramos ahora inclinadas y encorvadas, esto es resultado de las dislocaciones posteriores. Steno señala luego que, si sobre una capa inclinada se dispone una capa horizontal, esto quiere decir que la inclinación de la primera capa tuvo lugar antes de que se depositara la segunda. Steno subrayó, finalmente, que los montes no son una magnitud constante, en otras palabras, que el relieve de la superficie terrestre está sometido a cambios. Steno consideraba como causa de los trastornos tectónicos los fenómenos de asentamiento de los estratos, de derrumbe de éstos sobre las vacuidades subterráneas. Partiendo de estas proposiciones, él pintó el cuadro general de la historia geológica de la provincia italiana de Toscana, donde vivía y trabajaba.

Los naturalistas eminentes del siglo XVII R. Descartes y G. Leibniz fueron los primeros que intentaron presentar nuestro planeta como un cuerpo en desarrollo, con una historia complicada y prolongada. Como suponían estos científicos, la Tierra era, inicialmente, fundida, a semejanza del Sol, pero después empezó a enfriarse y se cubrió de una corteza dura. Según Descartes, bajo la corteza se conservaron vacuos llenos de aire y agua; partes aisladas de la corteza se hundían en estos vacuos y se cubrían del agua que brotaba de ellos, formándose así los océanos. Según Leibniz, el océano mundial se formó a expensas de la condensación de los vapores que envolvían originariamente a la Tierra, por aquel entonces fundida. En lo sucesivo las aguas del océano se retiraron parcialmente a los vacuos subterráneos a consecuencia de que las bóvedas de estos últimos se derrumbaron. Las zonas de hundimiento formaron los mares y valles mientras que las partes intactas quedaron en calidad de montes.

Las ideas de Leibniz fueron desarrolladas por el célebre naturalista francés J. Buffon, quien además, formuló las primeras suposiciones acerca del origen de la propia Tierra. Consideraba que la Tierra y los demás planetas fueron expulsados del Sol a consecuencia de la colisión con un cometa.

Un gran mérito de Descartes, Leibniz y Buffon fue la creación de la primera hipótesis acerca de la procedencia y el desarrollo de la Tierra. Sin embargo estos exploradores estaban todavía muy lejos de las nociones correctas sobre las causas y el carácter de los movimientos de la corteza terrestre. Más progresistas fueron en este aspecto las opiniones de R. Hooke, A. L. Moro y de G. V. Rijman, aspirante a la Academia de Ciencias de Petersburgo. Estos científicos vieron la causa de los trastornos tectónicos en los terremotos (Hooke) o en la actividad volcánica (Moro, Rijman).

A las postrimerías de dicha etapa pertenecen asimismo los primeros intentos de representar gráficamente los pliegues observados en los Alpes (A. Vallisneri, I. Schcheuzer).

De esta forma, la primera etapa de desarrollo de la geotectónica se caracteriza por la aparición de ideas sobre el origen de la Tierra y de los cambios de su relieve relacionados con las dislocaciones en la estratificación de las rocas. Como causas de estos trastornos se consideran o bien la acción de los factores, llamados ahora exógenos, o bien la revelación de los procesos endógenos. Los partidarios del primer punto de vista son discípulos de los neptunistas de la Grecia Antigua; los adictos de la segunda opinión, continuadores del plutonismo.

La primera etapa de desarrollo de la geotectónica coincide en plano social con la época del nacimiento y desarrollo de las relaciones capitalistas en las entrañas de la sociedad feudal. Italia, Francia, Inglaterra, Alemania y Rusia son los países donde por aquel entonces surgen las primeras ideas tectónicas.

La **segunda etapa, heroica** (desde la segunda mitad del siglo XVIII hasta la primera mitad del siglo XIX). El segundo período de desarrollo de la geotectónica coincide con el devenir de la geología como ciencia, debido en primer lugar a los revolucionarios trabajos científicos de M. V. Lomonósov y J. Hutton. De ninguna manera es casual que a los relevantes trabajos de estos naturalistas les haya precedido la salida a luz de la genial obra de E. Kant, que contiene la exposición de las ideas del origen del sistema solar.

En los trabajos geológicos de Lomonósov referentes al dominio de la tectónica, tuvo un importantísimo valor, ante todo, la división precisa, efectuada por él, de los procesos geológicos en externos (exógenos) e internos (endógenos) y el reconocimiento de que el papel rector en la formación de los montes y las honduras pertenece a los procesos endógenos. Además, en las obras de Lomonósov, lo mismo que en las de sus antecesores, se trata del derrumbe y hundimiento de los estratos en los vacíos engendrados en el subsuelo de la Tierra. El subraya la conjugación de las elevaciones y hundimientos y hace el primer intento de destacar y diferenciar en los movimientos de la corteza terrestre varios modos, en particular, los rápidos y los lentos.

J. Hutton, al igual que Lomonósov, ve como causa principal del levantamiento de las partes aisladas de la superficie terrestre la acción del «calor subterráneo» de la Tierra, además, vincula ya el fenómeno del calor subterráneo con la actividad volcánica, que provoca la formación de los granitos, basaltos y otras rocas ígneas. J. Hutton y, antes que él, D. Needham consideraban como modo esencial de los movimientos de la corteza terrestre los movimientos verticales.

Ulteriormente, los adeptos de Hutton, que fue un plutonista típico, se vieron obligados a sostener una lucha considerable contra los partidarios del neptunista alemán Verner, quienes, en particu-

lar, consideraban la estratificación inclinada como la primaria y no reconocían los movimientos de la corteza terrestre relacionados con otras causas sino con los derrumbes en las cavidades subterráneas. A pesar de estos errores graves, merced a los esfuerzos de algunos neptunistas (P. S. Pallas, H. B. de Saussure) por primera vez fue advertida la estructura zonal de las cadenas de montañas con estratificación de los granitos en la parte axial, a ambos lados de la cual se disponen las series de capas sedimentarias cuya inclinación decrece poco a poco hacia la periferia.

Al fin de cuentas triunfó la concepción de los plutonistas; su desarrollo posterior condujo a la creación de la teoría de la elevación, que fue la primera hipótesis tectónica científica (L. von Buch, B. Studer). Esta hipótesis relacionaba la formación de las cadenas de montañas de plegamiento con la subida y expansión de las masas magmáticas que brotan a la superficie por el eje de estas cadenas y arrugan en pliegues las capas de la periferia de las mismas. La hipótesis de la elevación tenía sus más destacados partidarios en Rusia en la persona de D. I. Sokolov, G. E. Schurovski, G. V. Abij, N. A. Golovkinski.

Al final de dicho período (en el segundo cuarto del siglo XIX) se inicia el trabajo de la sistematización de las dislocaciones de plegamiento. Se distinguen los pliegues anticlinales y sinclinales (Conybeare y Phillips, 1824), se establecen los casos de estratificación tumbada (Dumont, 1830), se realizan los primeros ensayos de reproducción artificial de los pliegues con auxilio de la compresión lateral de unas piezas del tejido (Hall, 1822). Se procura revelar las direcciones principales de la disposición de las cadenas de montañas de plegamiento y establecer las regularidades geométricas en esta disposición (V. von Buch, Elie de Beaumont). Además, la formación de las montañas y el volcanismo, ligado estrechamente con la primera según la hipótesis de las elevaciones, se considera que tienen lugar simultánea y universalmente, o sea, en forma de catástrofes de significado mundial. El predominio de las ideas catastrofistas es muy característico de toda la segunda mitad de la etapa en cuestión. En el corte geológico las catástrofes coinciden con las fronteras de las subdivisiones estratigráficas y con los hiatos y discordancias que las acompañan. Beaumont (1830) cuenta 32 catástrofes análogas en toda la historia de la Tierra.

Este período del desarrollo de la geotectónica y de la geología en general, llamado heroico por ser de suma importancia, coincide con el período del derribo decisivo de las relaciones feudales, de las revoluciones burgueses en los países de Europa Occidental, con el comienzo del desarrollo impetuoso del capitalismo, que tenía por entonces una significación progresista. La geología se desarrolla en este tiempo, casi exclusivamente, en cuatro países europeos: Inglaterra, Francia, Alemania y Rusia.

La tercera etapa es la clásica (la segunda mitad del siglo XIX). La geología entra en esta etapa ya siendo una ciencia totalmente

formada. La creación, ya en el primer cuarto del siglo XIX, de la escala estratigráfica asentó una sólida base como resultado de las construcciones tectónicas. La gran obra de clasificación de los trastornos tectónicos concluye en la primera etapa con la lista de los términos estructurales de A. Heim y E. de Margerie (1888). El vasto desenvolvimiento de la cartografía geológica y el haber comenzado la explotación intensiva de las cuencas carboníferas y, después, el laboreo de los yacimientos de petróleo con auxilio de las minas y los barrenos provocaron un mayor interés hacia las formas concretas de alteraciones tectónicas.

La hipótesis cosmogónica de E. Kant, modificada y perfeccionada ulteriormente por P. S. Laplace, fue reconocida universalmente. En base a esta hipótesis en calidad de su continuación lógica E. de Beaumont propuso en 1830 la hipótesis de la contracción, que explicaba la formación de los pliegues y las montañas como resultado de la compresión de la corteza terrestre, la cual se acomoda a la contracción debida al enfriamiento del volumen interior de la Tierra. La hipótesis de la contracción resultó extremadamente fructífera: en el transcurso de más que una mitad del siglo constituía la base teórica segura para el desenvolvimiento tanto de la propia geotectónica como de las disciplinas geológicas afines. En las obras de E. Suess y A. Heim la hipótesis de la contracción fue aplicada exitosamente al explicar la procedencia de la estructura de plegamiento de los Alpes y en el trabajo de B. Willis, la de los Apalaches. Por medio de una serie de experimentos bien efectuados Willis demostró la posibilidad de la formación de los pliegues del tipo de los Apalaches como resultado de la compresión lateral.

En Rusia la hipótesis de la contracción tenía entre sus adictos a eminentes geólogos del final del siglo XIX y del principio del siglo XX: A. P. Karpinski, F. N. Chernyshov, I. V. Mushkétov, A. P. Pávlov, K. I. Bogdanóvich, quienes la empleaban creativamente en sus obras.

En 1859 en América nace la teoría de los geosinclinales (J. Hall), que tiene una inmensa importancia para todo el desarrollo posterior de la geotectónica y de la geología en general. Etapas sustanciales del desarrollo de esta doctrina fueron los trabajos de I. Dana (1873) y E. Haug (1900). A los geosinclinales, zonas movibles de la corteza terrestre, Haug contrapuso las planicies continentales estables, más conocidas ahora bajo el nombre de plataformas. Partiendo de Dana, la teoría de los geosinclinales fue coordinada con la hipótesis contraccionista. La división de la corteza terrestre en los geosinclinales, formados de sedimentos, relativamente plásticos, y en las plataformas, que son más rígidas, permitió interpretar el hecho de la concentración de la compresión en ciertas zonas estrechas, coincidentes con los geosinclinales. Más tarde, ya en el siglo XX fue advertido que entre los límites de las plataformas surgen gruesos pliegues en pendiente suave de gran diámetro, llamados pliegues de profundidad (E. Argand).

Mientras que la atención de los geólogos eurooccidentales, y en parte norteamericanos, era concentrada en las zonas de plegamiento, los geólogos rusos se interesaron por la estructura y el desarrollo de los territorios de plataformas, de cuyo ejemplo podía servir la Planicie Rusa. A. P. Karpinski, N. A. Golovkinski, A. P. Pávlov han mostrado que las regiones del tipo de la Planicie Rusa también experimentan los movimientos tectónicos aunque lentos y duraderos. Estos han recibido el nombre de movimientos oscilatorios (A. D. Osiorski) u ondulatorio-oscilatorios (A. P. Karpinski). N. A. Golovkinski demostró que los movimientos de este género se manifiestan en el cambio de las facies de los sedimentos por la vertical, conjugado con el cambio análogo de las mismas en la superficie. Karpinski y Pávlov revelaron en la Planicie Rusa una serie de trastornos tectónicos. Las grandes depresiones de las plataformas fueron llamadas por Pávlov sineclisas y las protuberancias que las separan, recibieron ulteriormente el nombre de anteclisas. Karpinski consideraba como causa de las dislocaciones de las plataformas los movimientos del fundamento cristalino o, en concordancia con la hipótesis de la contracción, la presión por parte de las zonas de plegamiento.

Las primeras mediciones de la fuerza de la gravedad en distintas regiones permitieron formular el concepto de estado de equilibrio de la corteza terrestre, llamado isostasia. El geólogo norteamericano Ch. Dutton utilizó el fenómeno de la isostasia para explicar las elevaciones y los hundimientos de la superficie terrestre.

La culminación natural de la tercera etapa de la geotectónica, etapa que con pleno derecho puede denominarse clásica, puede considerarse la obra monumental de E. Suess — «Semblante de la Tierra» (1885—1909). En este trabajo Suess generalizó todo el material, acumulado hasta entonces, acerca de la estructura geológica de los subsuelos y la interpretó sobre la base de la hipótesis de la contracción. Aproximadamente al mismo tiempo M. Bertrand (1887) enseñó que las zonas de plegamiento que aparecen actualmente en la superficie de la Tierra tienen diferentes edades y pertenecen a las cuatro épocas principales de la formación de las montañas: hurónica (precámbrica), caledónica, hercínica y alpina.

El tercer período de desarrollo de la geotectónica coincidió con el desenvolvimiento acelerado del capitalismo industrial, con el rápido crecimiento de la industria, que exigía cantidades crecientes de materias primas minerales cada vez más diversas.

La cuarta etapa es la «crítica» (la primera mitad del siglo XX). Al final del siglo XIX y principios del XX tuvieron lugar sucesos que llevaron al derribo de la hipótesis de la contracción en su forma primitiva y a la crisis general en el dominio de la tectónica teórica.

Uno de dichos sucesos fue la renuncia de los cosmogonistas a la hipótesis de Kant — Laplace, en cuya base precisamente, como se señaló más arriba, apareció la hipótesis de la contracción. Contra la hipótesis de Kant — Laplace fueron expuestas objeciones insuperables y, en particular, se mostró que dicha hipótesis no era capaz de expli-

car aquella repartición de la cantidad de movimiento, que se observa entre el Sol y los planetas; había pues que abandonarla. En las nuevas ideas cosmogónicas, expuestas, por ejemplo, por Multón y Chamberlin, se partió de que la Tierra y los demás planetas surgieron no en estado caliente sino en el frío, lo que decisivamente contradecía a la hipótesis de la contracción, basada en la suposición de que la Tierra tenía originariamente un estado fundido.

Un golpe aún más grave le fue atestado a la hipótesis de la contracción por el descubrimiento de la radiactividad. Los cálculos iniciales efectuados en base al contenido medio de la materia radiactiva en los granitos llevaron a la conclusión de que la Tierra debe, bajo la acción de la desintegración radiactiva, no enfriarse sino, por el contrario, calentarse. De esta manera, tanto la base cosmogónica como la base física de la hipótesis contraccional fueron tajantemente socavadas.

Por otra parte, en la tectónica nació la doctrina sobre los grandes mantos tectónicos (charriages). En los Alpes fueron establecidos hechos indudables de dislocaciones considerables de las capas en dirección horizontal; pronto de aquí se sacó la conclusión de que este conjunto de plegamiento en su conjunto es un amontonamiento de grandes mantos dislocados a muchas centenas de kilómetros desde el lugar de disposición inicial de las capas que los constituyen. Estas ideas nappistas (de la palabra francesa «nappe», que significa manto), enunciadas por primera vez por M. Bertrand, P. Termier, M. Lugeon, en seguida fueron percibidas por los prospectores de los Cárpatos (V. Uhlig, M. Limanovski), de los Pirineos, de los Apeninos y otras zonas de plegamiento europeas y americanas. Para explicar la formación de los mantos desde el punto de vista de la hipótesis de la contracción, había que aceptar una reducción grande del radio de la Tierra durante un intervalo de tiempo relativamente corto; esto no estaba en consonancia con los datos astronómicos. Por ello muchos defensores de la doctrina de charriages negaron la contracción y pasaron a la hipótesis del desplazamiento de los continentes (véase más adelante), la cual ofrecía posibilidades ilimitadas para explicar los desplazamientos horizontales de secciones aisladas de la corteza terrestre.

A diferencia del período de la transición de la hipótesis de elevación a la de contracción, esta vez en lugar de una hipótesis única fueron presentadas al mismo tiempo varias hipótesis que partieron de premisas completamente opuestas. En la geotectónica comenzó una disensión ideológica de larga duración, lo que dio pie a algunos científicos (al geólogo norteamericano Ch. Longwell) para caracterizar la situación que se creó como «casa de locos». En realidad esta crisis en la geotectónica se asemejaba en mucho a la crisis estallada al mismo tiempo en la física y significaba nada más que la incomprensión por los científicos de los nuevos hechos de la ciencia, la incapacidad de entender estos hechos e interpretarlos.

La mayor popularidad en los años de la crisis la ganó primera-

mente la hipótesis del desplazamiento de los continentes, expresada de la manera más viva por el geofísico alemán A. Wegener. Esta hipótesis admitía la posibilidad de un desplazamiento horizontal de los continentes, formados de los materiales graníticos, por el lecho basáltico bajo la acción de las fuerzas de rotación de la Tierra. Con todo esto la formación de las cadenas de montañas de plegamiento se consideraba como arrugados de los bordes de los continentes al cobijar uno a otro (por ejemplo, los Alpes, al correr Africa a Europa) o a un fondo basáltico de los océanos (Cordillera de América). La formación de los océanos Atlántico e Indico se consideraba como consecuencia de la separación de los continentes aislados que antes habían constituido un macizo continental único que era Pangea.

La otra tendencia del pensamiento tectónico de este período resucitaba, en esencia, la hipótesis de la elevación. Entre las nuevas variantes de esta última se hallaban la hipótesis de las oscilaciones de E. Haarmann, la hipótesis de la undación de R. van Bemmelen, la hipótesis astenolítica de B. Willis y la hipótesis radiomigratoria de V. V. Beloúsov. Los partidarios de estas hipótesis parten, en contraposición a la hipótesis de contracción, de la primacía de los movimientos verticales frente a los horizontales, conceden gran importancia a los fenómenos magmáticos, en particular (excepto E. Haarmann) estiman el acopio y la subida del magma granítico como causa inmediata de la formación de las elevaciones. Además, Beloúsov y Willis asignan un gran papel al calentamiento y la expansión de la substancia debidos a la acumulación de los elementos radiactivos, que se concentran en los granitos. La orogénesis se explica bien por el deslizamiento de las capas cuesta abajo desde las elevaciones debido a la acción de la fuerza de gravedad (Haarmann, Bemmelen), bien por el estrujamiento de las capas desde las bóvedas de las elevaciones hacia su periferia a consecuencia del empuje de abajo de las masas graníticas (Willis, Beloúsov). En lo que se refiere a la energía radiactiva, aún antes de Beloúsov y Willis, ésta fue considerada como la principal fuente de energía de los procesos tectónicos por el geólogo irlandés J. Joly; él la combina de manera peculiar con la hipótesis de traslación de los continentes (la fusión periódica del lecho basáltico de los continentes los hace «flotar»); también se trata la radiactividad en la hipótesis de los flujos subcorticales del geólogo inglés A. Holmes. Esta última fue enunciada por primera vez ya al comienzo del siglo por el investigador austríaco de los Alpes O. Ampferer y por el geofísico aleman R. Schwinner, después fue confirmada por el geofísico norteamericano D. Griggs y el holandés F. Vening Meinesz.

El tercer grupo de tectonistas, que constituyó una minoría, seguía la hipótesis de la contracción ya sea en su forma clásica (H. Stille, L. Kober), o bien intentando perfeccionarla. Así, I. D. Lukashévich y A. P. Pávlov intentaron completar la hipótesis de la contracción con las nociones de los movimientos isostáticos; W. Bucher en los EE.UU. y M. A. Usov y V. A. Obruchev en la

URSS ofrecieron cambiar la hipótesis de la contracción por la hipótesis de la pulsación, la cual admitía la alternación periódica de la compresión y expansión de la Tierra. Finalmente, aparecieron trabajos que partieron de la idea de la expansión general de la Tierra (B. Indemann, O. Hilgenberg, M. M. Tetiáev).

Mientras que en el dominio de las hipótesis tectónicas reinaba la disensión, que acabamos de caracterizar, las ramas concretas de la geotectónica continuaron desarrollándose con éxito. La doctrina de los geosinclinales hubo de sobrevivir al fracaso de la hipótesis de la contracción y avanzaba paso a paso. Fue esclarecido que las regiones geosinclinales constan de una complicada alternación de protuberancias y depresiones (E. Argand, A. D. Arjángelski, N. S. Shatski y V. V. Beloúsov); fue elaborada la idea de los estadios de desarrollo de los geosinclinales (H. Stille, E. Kraus, V. V. Beloúsov); fue subrayado el papel de la inversión del régimen tectónico en este desarrollo (V. V. Beloúsov).

En el estudio de las regularidades de desarrollo de los geosinclinales adquirió gran importancia el método de análisis de la distribución de las potencias de los gruesos sedimentarios; el cual consiste en la confección de los mapas de isolíneas; el comienzo de la implantación de este método se halla a mediados de los años treinta (V. V. Beloúsov en la URSS, la escuela de H. Stille en Alemania). Este método en combinación con el método de análisis de las facies (litofacies), con el levantamiento de los mapas paleontológicos (N. S. Shatski, A. I. Levorsen) y con algunos otros procedimientos se convirtió, en manos de los tectonistas, en un instrumento seguro para las prospecciones paleotectónicas. A la par conviene destacar la elaboración del método de análisis microestructural (B. Sander).

De este modo, en el segundo cuarto del siglo XX la geotectónica tomó la forma de disciplina geológica con sus propios problemas y métodos. A esto favorecía el surgimiento, inicialmente, de los materiales didácticos de la geología estructural (B. y R. Willis, C. Leith, M. A. Usov) y, luego, de los de geotectónica en general (M. M. Tetiáiev, V. V. Beloúsov). En las obras de M. M. Tetiáiev y después, de V. V. Beloúsov fue dada por primera vez una idea clara del proceso del desarrollo tectónico de la Tierra y de la corteza terrestre.

Son éstos, pues, los rasgos esenciales del cuarto período del desarrollo de la geotectónica. En la primera mitad de este período el papel rector todavía se lo reserva la Europa Occidental, pero a continuación las obras de los tectonistas norteamericanos van adquiriendo una importancia cada vez mayor. La influencia de los científicos soviéticos se hace cada vez más perceptible a partir de la sesión del Congreso Geológico Internacional de 1937 celebrada en Moscú. Desde aquella época la ciencia tectónica soviética tomó un camino de desarrollo absolutamente independiente.

La quinta etapa es contemporánea. Se tienen todas las razones para creer que en los últimos 15 ó 20 años la geotectónica entró

en una nueva etapa de su desarrollo. La causa principal del nuevo salto progresivo de la ciencia fueron los grandes logros de carácter fundamental en el estudio del subsuelo profundo empleando métodos geofísicos. El descubrimiento de los terremotos de foco profundo mostró que los trastornos tectónicos se prolongan en la profundidad de la esfera intermedia de la Tierra; por consiguiente, los movimientos tectónicos se engendran en profundidades análogas o aún mayores, hasta el mismo núcleo de la Tierra. Por lo mismo se aclaró la inconsistencia de aquellas hipótesis tectónicas que, a semejanza de las hipótesis de Wegener y Joly, entrelazaban el fenómeno de los movimientos tectónicos sólo con la misma corteza terrestre o incluso únicamente con la parte superior de ésta.

Otro gran descubrimiento de la geofísica fue el establecimiento de las diferencias fundamentales en la estructura de las partes continentales y oceánicas de la corteza terrestre (hace poco tiempo fue reconocido que estas diferencias se extienden también a la parte superior del manto). Este descubrimiento planteó tajantemente la cuestión de la procedencia de los océanos, la que desde entonces pasó a ser uno de los problemas centrales de la geotectónica. Además, los datos acerca de la estructura de la profundidad de la litosfera en conjunto con los datos de la gravimetría confirmaron la hipótesis de la isostasia. Actualmente se ha acumulado un material considerable acerca de los cambios del espesor de la corteza terrestre en general y de sus capas aisladas. Este material pone de manifiesto que las zonas de diferente historia y régimen tectónico dentro de los límites de los continentes poseen distintos espesor y estructura de la corteza; se reveló que estas zonas difieren también en la magnitud del flujo calorífico. Esto da la posibilidad de destacar con más certeza los grandes elementos estructurales de la corteza terrestre, expresándolos en volumen, y juzgar sobre las causas de los movimientos tectónicos.

Asimismo tiene un gran valor el establecimiento de la existencia casi universal en el manto superior de una capa de baja viscosidad, que es la astenosfera. La alta movilidad de la astenosfera y la transición de su sustancia en estado fundido, siendo relativamente pequeñas las variaciones de la presión, le conceden un papel excepcional en la vida tectónica de la Tierra.

Cambios importantes tuvieron lugar también en el dominio de la cosmogonía. La hipótesis de J. Jeans, que entusiasmó a muchas mentes, se mostró inconsistente en la cuestión de la repartición de la cantidad del movimiento en el sistema solar, cuestión con la que tropezó la hipótesis de Kant — Laplace. En 1944 O. Yu. Shmidt en la URSS y G. von Weizseker en Alemania propusieron nuevas hipótesis cosmogónicas, las que aceptaron la formación de los planetas partiendo del estado inicial frío de una nube de polvo y gas. El desarrollo posterior de estas hipótesis las condujo a su variación esencial y a la unión con los elementos de otras hipótesis; además, tuvo importante valor el descubrimiento hecho por los astrónomos

soviéticos, de los procesos, que transcurren ante nuestros ojos de engendramiento de las estrellas, los cuales ocurren actualmente en unas nebulosas de gas y polvo. La formación de los planetas se considera ahora como elemento concomitante de un proceso análogo.

Así pues, tras un intervalo de medio siglo la geotectónica de nuevo halla una base cosmogónica relativamente segura.

También sucedieron grandes cambios en la propia geotectónica. Fue reconocida universalmente la tesis acerca de la estructura en bloques de la corteza terreste (N. S. Shatski, A. V. Peive); teniendo presente los datos de la geofísica, sería mejor nombrarla estratiforme en bloques. Se puso en evidencia el papel decisivo de las quebraduras de profundidad en la formación de los focos magmáticos y en el engendramiento de los geosinclinales, así como también se estableció una disposición regular de las fracturas con respecto a la figura de rotación de la Tierra. En sumo grado se ha revivido el interés por los movimientos horizontales de la corteza, a los que contribuyeron, en particular, los resultados de las determinaciones paleomagnéticas, así como también el descubrimiento de grandes desplazamientos, la confirmación de la existencia de los arrastres y el estudio de las zonas de rifts de los continentes y océanos, las cuales resultaron, según los datos de la sismología, zonas de distensión a diferencia de los nuevos levantamientos de plegamiento, que son zonas de compresión tangencial.

En la actual etapa se emprendió un intenso estudio de la estructura del fondo de los océanos, que ya llevó a un descubrimiento tan fundamental como el de zonas movibles de la Tierra de nuevo tipo: las zonas medianas de los océanos. Ha sido de gran importancia el estudio de la parte superior de la corteza oceánica con auxilio de la perforación batial.

El empleo de los métodos radiológicos de la geocronología absoluta dio por primera vez la posibilidad de apreciar objetivamente la historia tectónica del precámbrico; virtió luz sobre las condiciones de engendramiento de las franjas movibles, de formación y desintegración de las plataformas y dio pie para destacar en el desarrollo de la Tierra ciclos aún mayores que el caledoniano, herciniano y alpino.

Los éxitos en el estudio del espacio cósmico agudizaron el interés por los posibles enlaces entre la vida tectónica de la Tierra y los procesos que tienen lugar en el sistema solar y en la Galaxia; la investigación de esta materia ha dado ya resultados dignos de atención.

Todos estos descubrimientos no pudieron sino que reflejarse en la condición de la geotectónica teórica. Aunque en el campo de las hipótesis tectónicas el pensamiento de los investigadores se desenvuelve, en general, dentro de los límites de las mismas concepciones principales que se trazaron en las etapas antecedentes de desarrollo de la ciencia, el contenido concreto de estas concepciones se ha alterado esencialmente debido a la necesidad de ponerlo en correspondencia con los nuevos datos recogidos y a la posibilidad, surgida por primera vez, de conocer más de cerca los cambios a que se some-

te la corteza en general e incluso el manto superior. De nuevo revivió el interés por el movilismo, resucitado en los años sesenta a título de tectónica de las placas, o sea, una nueva tectónica global. De manera brusca se agudizó la discusión entre los fijistas y movilistas, en particular, en la cuestión de la procedencia de los océanos. Además, de un modo cada vez más preciso se destaca la necesidad de una síntesis dialéctica de distintas hipótesis tectónicas, de la creación de una teoría global sintetizadora de la tectogénesis tal, que se apoye en toda la suma de los hechos disponibles y pueda servir, durante cierto período, de base suficientemente segura para la geotectónica regional y aplicada. De algunos intentos emprendidos en este sentido se tratará en el capítulo de conclusiones del presente libro.

Bibliografía

Manuales de tectónica general

Ажгирей Г. Д. Структурная геология. Изд. 2-е, изд-во МГУ, 1968. (*Azhguirey G. D.* Geología estructural.)

Белоусов В. В. Основы геотектоники. М., «Недра», 1970. (*Belousov V. V.* Fundamentos de la Geotectónica.)

Белоусов В. В. Структурная геология. Изд. 2-е, изд-во МГУ, 1971. (*Belousov V. V.* Geología estructural.)

Белоусов В. В., Гзовский М. В. Экспериментальная тектоника. М., изд-во «Недра», 1964. (*Belousov V. V., Gzovski M. V.* Tectónica experimental.)

Бубнов С. Основные проблемы геологии. Изд-во МГУ, 1960. (*Bubnov C.* Problemas fundamentales de la geología.)

Goguel I. Traité de Tectonique.

Косыгин Ю. А. Тектоника. М., изд-во «Недра», 1969. (*Kosiguin Yu. A.* Tectónica.)

Методы изучения тектонических структур (редактор Н. А. Штрейс). Изд. АН СССР. вып. 1, 1961. (Métodos de estudio de las estructuras tectónicas.)

Романов И. И. Геотектоника. Ростов н/Д, изд-во Рост. ун-та, 1964. (*Romanov I. I.* Geotectónica.)

Stille H. U. de. Structural geology.

Hills E. S. Principles of structural geology.

Badley P. Structural and tectonic principles. N. Y. Harper a. Row, 1965.

Metz K. Tektonische Geologie, 2 Auflage. Stuttgart, Enke, 1966.

Capítulo II

Tectosfera, su estructura y origen

§ 1. Estructura interior de la Tierra

Las observaciones geológicas inmediatas permiten estudiar la constitución de la corteza terrestre como máximo de 2 a 3 km en dirección vertical; lo cual es posible en los valles fluviales profundos de las altísimas cordilleras del mundo (Ḥimalaya, Pamir, Andes). La mina más profunda de la Tierra, que se halla en India del Sur, es de 2290 m de hondura (de 3187 m con respecto a la superficie) a la vez que los pozos de petróleo más profundos del Pericaspio del Norte, de la Península del Apsherón, al Suroeste de los EE.UU, alcanzan una profundidad del orden de 7—9 km. Actualmente en la Península de Kola, en la URSS, se perfora un pozo de 12—15 km de profundidad proyectada, ahora ya ha alcanzado la profundidad de 9 km. Las elevaciones verticales duraderas desnudaron sobre la superficie rocas de profunda metamorfización, que a su tiempo yacían en la corteza a las profundidades de hasta 20—30 kms. Sin embargo incluso estas profundidades son relativamente pequeñas en comparación con el espesor de la corteza continental y son ínfimas con respecto al radio del globo terráqueo. Por lo tanto los métodos fundamentales para conocer la estructura de la corteza terrestre en su conjunto y partes más profundos del globo terráqueo son los geofísicos y, ante todo, el sísmico. Como resultado de las investigaciones sísmicas se ha establecido que en las entrañas de la Tierra existen dos superficies divisorias principales, las cuales hacen posible destacar la corteza terrestre, el manto (envoltura intermedia) y el núcleo de la Tierra.

La *corteza terrestre* tiene un grosor (potencia) que varía con bastante brusquedad y una estructura inconstante. Su espesor medio se aprecia en 32 km, pero en los continentes varía dentro de los límites de 20—75 km, en tanto que en los océanos, dentro de los límites de 6,5—9,2 km (fig. 1). Como promedio, el muro de la corteza, llamada superficie de Mohorovicic, descansa bajo los continentes a una profundidad de 40 km y bajo los océanos, a una profundidad

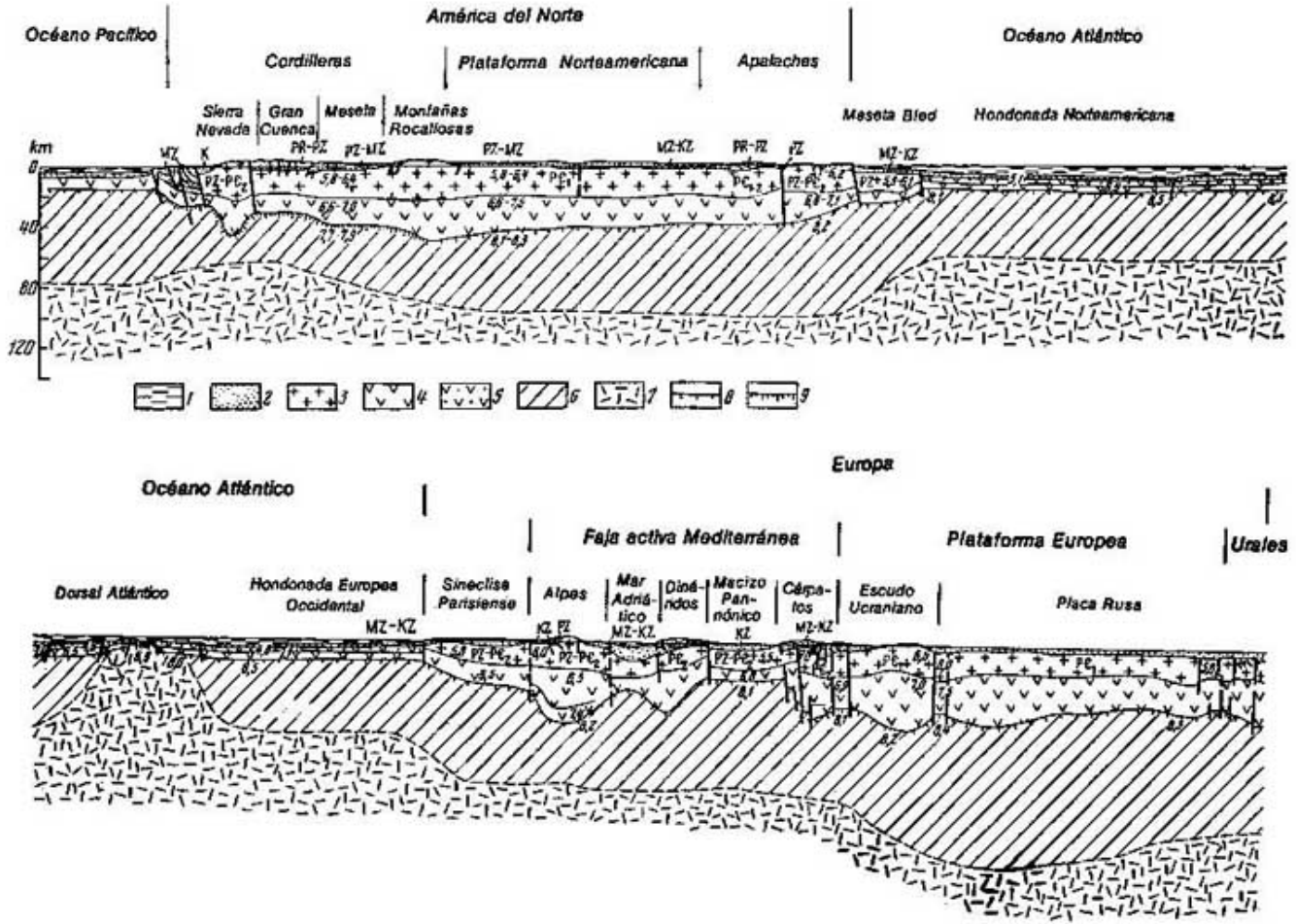
de 11—12 kms. Sustrayendo el grosor de la capa acuática, el espesor medio de la corteza oceánica constituye cerca de 7 kms; con otras palabras, la corteza oceánica es 5 veces más fina que la continental.

Tanto en los límites de los continentes como en los de los océanos la corteza consta de tres capas esenciales. Sólo la superior de éstas, que es *sedimentaria*[1]) y donde las ondas sísmicas longitudinales se propagan con velocidades (v_p) de 2,0 a 5,0 km/s, resulta común para ambas subdivisiones principales de la corteza terrestre. Pero en los continentes esta capa por lo visto comprende depósitos cuyo diapasón estratigráfico es más amplio; comenzando con los del proterozoico superior mientras que en los océanos los depósitos más antiguos, descubiertos hace poco mediante la perforación batial en las partes occidentales de los océanos Atlántico y Pacífico, son los del jurásico superior. El estrato, cuyo espesor tiene unas cuantas centenas de metros y que aún no ha sido perforado, debe tener naturalmente una edad más antigua, pero es dudoso que sea más antiguo que el paleozoico. La potencia máxima de la capa sedimentaria es de 10 a 15 y rara vez de 15 a 25 km. Estas cifras se refieren a los continentes y a las zonas de transición entre los continentes y los océanos (mares interiores y marginales), del pie continental; en las partes centrales de los océanos el espesor medio de la capa sedimentaria corrientemente es mucho menor de 1 km, por término medio es de 0,3—0,4 km.

La *segunda capa* de la corteza continental es conocida bajo el nombre de *granítica*. Realmente las velocidades de propagación de las ondas sísmicas en esta capa (v_p = 5,5—6,5 km/s) corresponden a las velocidades adecuadas obtenidas experimentalmente para los granitos. Pero las observaciones de las rocas de dicha capa, las que afloran en la superficie como escudos cristalinos de las plataformas y los núcleos de las construcciones montañosas plegadas, testimonian que ésta se halla compuesta no sólo de granitos, sino también de gneises y otras rocas metamórficas. Por esta razón para la capa en cuestión fueron propuestas las designaciones especificadoras de *granítico-metamórfica* (E. E. Milanóvski, V. E. Jain) o *granito-gnéisica* (V. V. Beloúsov). Su potencia máxima, observable en las construcciones montañosas plegadas jóvenes, es de hasta 30—40 km, pero en los tramos aislados de los continentes (véase el cap. III) y en los océanos se acuña o en todo caso pierde su carácter singular que tiene comúnmente en los continentes.

En los océanos la segunda capa se distingue por una densidad media algo menor y, consecuentemente, por tener velocidades menores de propagación de las ondas sísmicas: como promedio de 5,16 ± 0,68 km/s para los océanos Pacífico e Indico (según Shor y Raitt) y de 4,5 a 5,5 kg/s para el océano Atlántico (según J. Ewing). La composición petrográfica de esta parte de la capa todavía no ha sido establecida con bastante exactitud; se presume que está

[1]) Es posible una participación subordinada de lavas volcánicas y roca piroclásticas.


América del Norte
Océano Pacífico
Cordilleras
Plataforma Norteamericana
Apalaches
Océano Atlántico
Sierra Nevada
Gran Cuenca
Meseta
Montañas Rocallosas
Meseta Bled
Hondonada Norteamericana
km
0
40
80
120
MZ
K
PR-PZ
PZ-MZ
MZ-KZ
PZ
Europa
Océano Atlántico
Faja activa Mediterránea
Plataforma Europea
Urales
Dorsal Atlántico
Hondonada Europea Occidental
Sineclise Parisiense
Alpes
Mar Adriático
Dinárides
Macizo Panónico
Cárpatos
Escudo Ucraniano
Placa Rusa
KZ
1
2
3
4
5
6
7
8
9

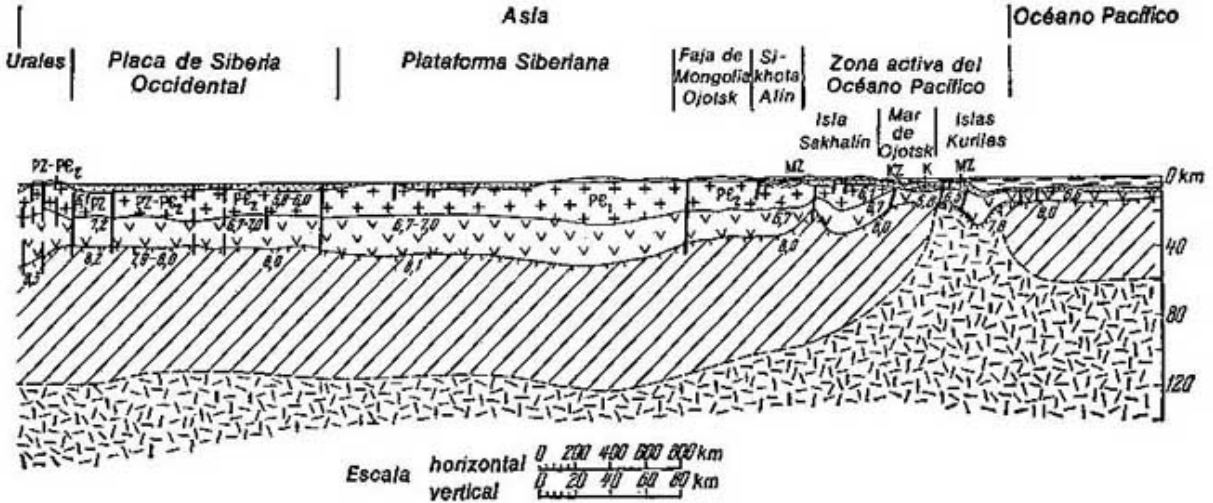


Fig. 1. Sección de la tectosfera en el hemisferio norte de la Tierra (según A. G. Rodnikov y V. E. Jain)
1 — agua; *2* — capa sedimentaria; *3* — capa «granítica»; *4* — capa «basáltica»; *5* — segunda capa de la corteza oceánica; *6* — parte superior del manto; *7* — astenosfera; *8* — superficie del manto con velocidades límites normales de las ondas sísmicas; *9*—idem, con velocidades límites reducidas

constituida por la interestratificación de lavas basálticas y las rocas sedimentarias subordinadas. En los pozos barrenados en el océano se ha perforado sólo la parte superior de la capa y se ha confirmado que está constituida por basaltos cuyas edades van desde el cretáceo superior hasta el plioceno. El conocimiento de esta capa, hecho a toda su profundidad, tendrá gran valor científico y verterá luz sobre la cuestión, muy discutible, de la edad y el origen de los océanos (véase el cap. IX).

En la zona de transición de los continentes a los océanos con la segunda capa oceánica sucede como si se empalmase con la parte continental de la segunda capa, o sea, con la capa granítico-metamórfica, aunque los cambios laterales resultan muy bruscos, hecho que hace admitir la existencia de las rupturas (fig. 2).

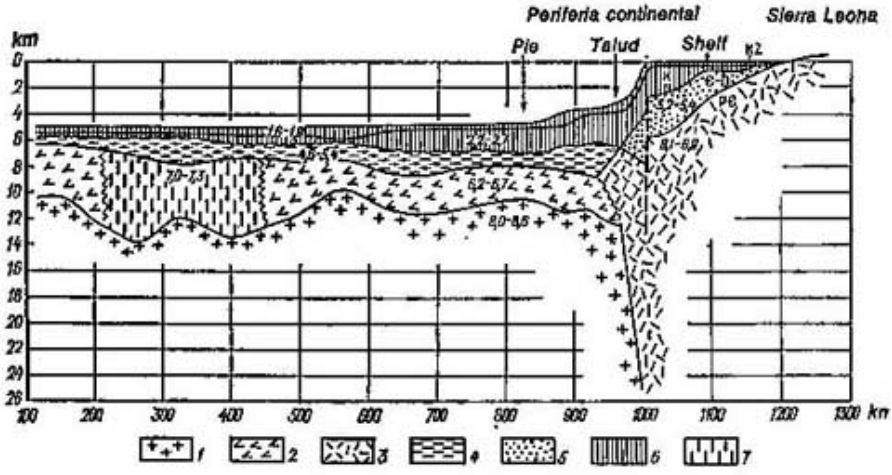


Fig. 2. Perfil sísmico de la zona transitoria entre el continente y el océano en la región de Sierra Leona (según R. E. Sheridán, R. E. Houtz, Ch. L. Drade e I. Ewing)

1 — manto; *2* — tercera capa de la corteza oceánica; *3* — corteza continental consolidada *4* — segunda capa de la corteza oceánica; *5* — sedimentos compactados; *6* — sedimentos esponjosos; *7* — corteza oceánica anómala

La *tercera capa* de la corteza terrestre es de naturaleza aún más confusa, tanto en las regiones continentales como en las oceánicas. Esta capa, como es sabido, recibe el nombre de *basáltica*, pero no sale a la superficie en los límites de los continentes y sólo aflora a trechos en el fondo de los océanos[1]), su composición petrográfica permanece, dicho con propiedad, desconocida. La denominación «basáltica», aplicada para dicha capa, tiene por fundamento las propiedades físicas de la substancia constituyente; las cuales se establecen en base a la velocidad de propagación de las ondas sísmi-

[1]) En las zonas de rift de las fosas y a lo largo de las fallas profundas de las dorsales oceánicas.

cas. No obstante dichas velocidades y, por consiguiente, las densidades correspondientes son propias asimismo de las rocas de origen sedimentario y volcánico que han sufrido un metamorfismo de grado superior, el de facies granulítica. Partiendo de ello varios investigadores, en el país V. V. Beloúsov y I. A. Resanov y en el extranjero P. Michot, E. den Tex y otros, estiman que la tercera capa de la corteza continental corresponde, en lo fundamental, a las rocas de la facies granulítica del metamorfismo (catazona) a distinción de la segunda capa, constituida por rocas de la facies anfibolítica (mesozona) en su parte inferior y de las de la facies de esquistos verdes (epizona). Dicho de otro modo, según esta concepción las capas fundamentales de la corteza terrestre e incluso sus subdivisiones de segundo orden se identifican con las zonas y subzonas del metamorfismo regional mientras que las superficies divisorias entre éstas («frentes del metaformismo») pueden cortar los límites existentes entre diferentes complejos estratigráficos y, en todo caso, no dependen de ellos. También los geofísicos Yu. V. Riznichenko e I. P. Kosminskaya son de la misma opinión. Esta última (concepción se apoya en alto grado en el hecho de que los divisorios sísmicos (superficies de cambio relativamente brusco de las velocidades de las ondas sísmicas con la profundidad) cada vez resultan de pendiente mucho más suave que la de la estructura plegada complicada de las pilas sedimentarias metamórficas, observada en la superficie terrestre.

No obstante es posible otro enfoque para determinar la composición de la capa inferior de la corteza continental y para valorar la importancia de su estratificación total. Al profundizar en la corteza terrestre pasamos, hablando en general, a complejos estratigráficos cada vez más antiguos, los cuales, sobre todo a partir de los mediados del precámbrico, resultan cada vez más cargados de formaciones volcánicas de composición básica, debido a que en el proterozoico anterior y especialmente en el arcaico las actividades volcánicas eran mucho más intensas que en épocas más tardías. Las rocas volcánicas y piroclastolitas de composición basáltica en conjunto con sus productos de relavamiento (areniscas de grauwaca); formaron prácticamente por completo las pilas volcanógeno-sedimentarias del arcaico antes de su granitización ulterior. Teniendo en cuenta que las rocas del arcaico con edad de hasta 3,5 mil millones de años están comprendidas, también en la segunda capa («granítica») de la corteza terrestre, podemos presumir que la primera capa está constituida por rocas de edad todavía más antigua, la catarcaica, las cuales se originaron en el estadio más remoto de formación de la corteza, es decir, hace 3,5 a 4,5 miles de millones de años. Estas rocas, con mayor razón, debían de tener originariamente una composición basáltica, en la cual es poco probable que hubiera podido aumentar esencialmente el contenido del sílice y de los álcalis durante el proceso de granitización; ya que las zonas del metamorfismo más profundo no son las de formación de los granitos sino los de anortosita y de charnockita y, lo más probable, es que preci-

samente de éstas se eliminaron el sílice y los álcalis para emigrar a la región de formación de los granitos, situada más arriba, a nivel de la parte inferior de la mesozona (facies anfibolítica del metamorfismo). Estas consideraciones, a pesar de ser algo hipotéticas, nos llevan a la conclusión que la tercera capa debe tener una composición suficientemente próxima a la del basalto.

Ambos accesos para descifrar la naturaleza de la estratificación de la corteza continental — el primero, «isometamórfico», y el segundo, «estratigráfico estructural» — no son tan opuestos entre sí, como puede parecer a primera vista. Pese a que el metamorfismo regional (más exactamente, como es usual decir ahora, térmico-regional) en algunos lugares afecta las rocas de hasta la edad cretácea inclusive (por ejemplo, en la cordillera central de Kamchatka o en las cadenas costeras de Venezuela); en las rocas de las facies granulíticas así como también en alto grado de la anfibolítica, del metamorfismo, el esparcimiento está delimitado prácticamente por el precámbrico inferior (el arcaico y el proterozoico inferior), cuyas rocas, con raras excepciones, son universalmente metamórficas. Las rocas del proterozoico superior son metamórficas de modo regional sólo en los límites de las fajas geosinclinales de esta edad y de una más joven, pero fundamentalmente en la facies de esquistos verdes; las rocas del paleozoico y del mesazoico lo son únicamente en las zonas interiores de las fajas geosinclinales de dicha edad. Los casos de posición bruscamente secante de las zonas de metamorfismo con respecto a los límites de los complejos estratigráficos están relacionados con los denominados domos termales, es decir, con los tramos de crecimiento local brusco del flujo calorífico, y son propios casi exclusivamente de las fajas activas del neogénico. Por consiguiente, existe una concordancia determinada entre la edad de las rocas y el grado de su metamorfismo, aunque no siempre tan estricta como se creía antes. Esta correspondencia resulta ser bastante completa al contemplar conjuntos aislados de la corteza que tienen diferente historia tectónica; durante la transición de un conjunto a otro, por ejemplo, de plataformas más antiguas a las jóvenes, la edad de las capas igualmente metamorfizadas de la corteza puede ser diferente. Así, sobre las plataformas antiguas el segundo estrato de la corteza, es decir el «granítico», corresponde al precámbrico mientras que sobre las plataformas jóvenes y en las cordilleras de plegamiento alpino, al precámbrico y al paleozoico, además, en el último caso, digamos en el Gran Cáucaso y en la región precaucásica (según G. V. Krasnopévtseva y otros), se observa la división de esta capa en las dos: paleozoica y precámbrica, que tienen respectivamente diferente velocidad de las ondas sísmicas.

De esta forma, *si en la escala global los límites entre las capas de la corteza continental no tienen valor estratigráfico rigurosamente determinado y son los divisorios entre las zonas de metamorfismo de diferente grado en la escala de grandes unidades aisladas de la corteza, las cuales tienen historia semejante de desarrollo, estos límites no sólo*

son de las zonas de metamorfismo sino que coinciden con las superficies divisorias de los complejos estructurales estratigráficos de distinta edad.

Nos falta explicar el porqué de su inclinación, la cual es más suave que la de los estratos constituyentes de dichas unidades y que se observan en la superficie y en las perforaciones. Es lícito indicar tres causas de este fenómeno: a) los límites fijados por la técnica sísmica en base a la reflexión y refracción de las plataformas, generalmente no corresponden exactamente a los verdaderos[1]); b) el plegamiento lineal intenso, en particular el isoclinal, como regla general es inarmónico respecto al basamento, que es más consolidado; c) en el proceso del metamorfismo regional, a medida que aumenta la presión al pasar de la facies de esquistos verdes a la anfibolítica y granulíticas tiene lugar el aplanamiento de los pliegues y se forma una estratificación casi horizontal secundaria (véase el cap. XII).

Volviendo a la cuestión referente a la composición de la tercera capa de la corteza terrestre, es de notar que la composición más verosímil es la próxima a la basáltica con cierta participación de otras rocas; que tienen metamorfismo regional de grado superior. La denominación «capa granito-basítica» propuesta por V. V. Beloúsov para la parte principal de la capa en cuestión, se podría considerar adecuada si no fuera por la circunstancia de que las rocas de la facies granulíticas a una profundidad de por lo menos 5 km (la profundidad mínima de disposición de la tercera capa sobre los escudos Báltico y Ucraniano) todavía van comprendidas en la segunda capa. Por esto el nombre neutral «la tercera capa» o el convencional «capa basáltica» se consideran por el momento los más oportunos.

Es curioso que el pozo superprofundo de la Península de Kola atravesó el límite de la capa «basáltica», marcado por la técnica sísmica, y se ahondó en aquélla más de 1 km sin revelar diferencias en la composición y en el metamorfismo de las rocas (gneises de la serie de Kola del arcaico).

El espesor de la capa «basáltica» en los continentes oscila entre 10—15 y 25—35 e incluso 40 km; los valores máximos se refieren a los orogenos; los mínimos se atribuyen a las depresiones situadas entre cordilleras (el espesor de la capa en la depresión de Hungría es solamente de 7 km).

Las capas «granítica» y «basáltica»[2]) de los continentes se unen con frecuencia bajo la denominación de *corteza consolidada* (o cristalina). Este nombre es cómodo sobre todo en aquellos casos cuando la *superficie de Conrado* (C), que comúnmente separa las capas granítica y basáltica, está patentizada débilmente, lo cual es más típico para los escudos antiguos (A. V. Chekunov).

---

[1]) Los ángulos mayores de 65° son «críticos» para la prospección sísmica.

[2]) En lo sucesivo estos términos se usarán sin comillas, pero el lector no debe olvidarse de su significado convencional.

Se registra cierta conjugación de las variaciones de los espesores de la corteza consolidada y especialmente de la capa granítica, de una parte, y de la capa sedimentaria, de otra. Cuanto mayor es el espesor de los sedimentos tanto menor es el grosor de la corteza consolidada y de la capa granítica en particular (V. V. Tijomírov, V. B. Sologub y otros).

La naturaleza de la tercera capa de la corteza oceánica por ahora tampoco ha sido aclarada. Al juzgar por los resultados del dragado efectuado en los desfiladeros de rift de las dorsales oceánicas, en las paredes de las fosas oceánicas y a lo largo de las rupturas, dicha

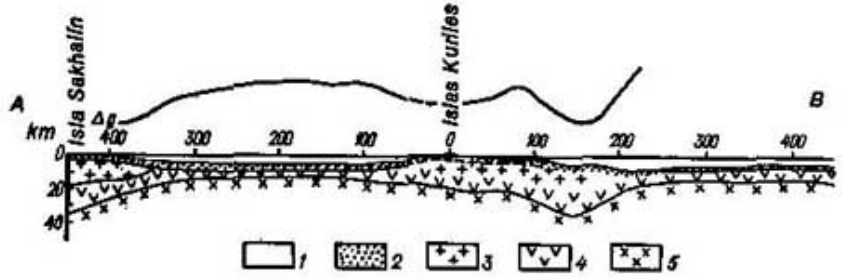


Fig. 3. Corte de la corteza terrestre en la zona transitoria entre el continente Asiático y el Océano Pacífico (según I. P. Kosminskaia y otros)

1 — agua (v_p = 1,5 km/s); *2* — capa sedimentaria (v_p = 2—3,5 km/s); *3* — capa «granítica» (v_p = 5,2—6,4 km/s); *4* — capa «basáltica» (v_p = 6,5—7 km/s); *5* — manto superior (v_p = 7,5—8,9 km/s)

capa está formada por rocas magmáticas de composición básica: gabro, diabasas y basaltos en facies de esquistos verdes o incluso anfibolítica, más o menos metamorfizados, con cierta participación de ultramáficos serpentinizados. El supuesto del científico norteamericano H. H. Hess de que la tercera capa está constituida por completo de rocas ultrabásicas serpentinizadas del manto es menos fundado. Las velocidades de las ondas sísmicas longitudinales en la tercera capa de la corteza oceánica son sumamente persistentes y se agrupan en torno a la cifra de 6,8 km/s, variando desde 6,5 hasta 7,1 km/s. Esto es próximo a los valores de una capa homónima de los continentes (para el territorio de la URSS, es de 6,6—7,4 km/s según N. A. Beliáievski). La potencia de la tercera capa oceánica también es suficientemente constante, por lo general, es del orden de 5 km con ciertos adelgazamientos a lo largo de los ejes de las dorsales oceánicas y con algunos engrosamientos existentes bajo los archipiélagos volcanógenos.

La transición de la corteza de tipo continental a la de tipo oceánico se opera en unos tramos con bastante rapidez y brusquedad dentro del marco del talud continental (véase la fig. 2) mientras que en otros se extiende a muy grandes distancias y se realiza a través de la intercalación de los tipos intermediarios (subtipos), denominados por I. P. Kosmínskaya tramos subcontinental y suboceánico

(fig. 3). El primer tipo es característico de las regiones periféricas de los océanos Atlántico, Indico, del Sur y Artico; el segundo, de la periferia, sobre todo occidental, del Océano Pacífico con su sistemas de mares marginales, arcos insulares y abisales.

Entre las características más importantes de la corteza, aparte de su espesor general y constitución, es decir, de la composición y del grosor de capas aisladas, se halla el modo de cómo se correla-

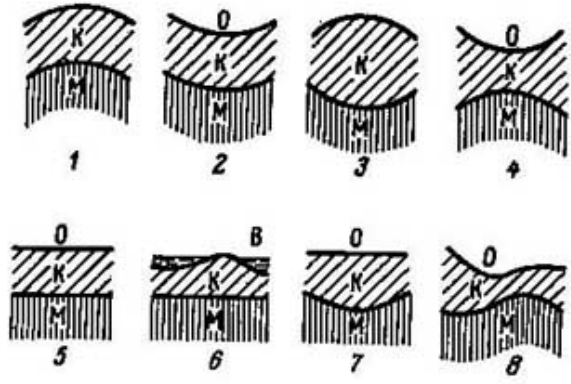


Fig. 4. Formas de correspondencia entre los relieves de la superficie Mojorovicic y de la superficie de la corteza consolidada (según H. A. Beliaevski)

1 — forma positiva directa (tipo de la bóveda de Kara-Kum de la placa de Turán); *2* — forma negativa directa (tipo de la depresión entre montes de Fergana); *3* — forma positiva inversa (tipo del Cáucaso Mayor); *4* — forma negativa inversa (tipo de la depresión del Dniéper-Donetz; *5* — forma horizontal (tipo de la anteclisa del Volga-Ural); *6* — forma convexoplana (tipo de la guirnalda de las Kuriles, su parte occidental); *7* — forma cóncavo-plana (tipo de la anteclisa de Voronezh); *8* — forma complicada (desplazada, V. J.) (tipo de la guirnalda de Kuriles, su parte oriental); B — agua; O — capa sedimentaria; C — corteza consolidada; M — manto superior

cionan el relieve superficial de la parte consolidada de la corteza y el de su piso, esto es, la superficie de Mojorovicic (M). Varios tipos de tales correlaciones fueron destacados primeramente por E. E. Milanovski y V. E. Jain, después por A. A. Borísov y más detenidamente por N. A. Beliáievski. A continuación se indica la clasificación de N. A. Beliáievski, algo corregida (fig. 4):

Las modalidades positivas directas (*PD*) *de las concordancias* (superficies y pisos de la corteza consolidada) son caracterizadas por que a las elevaciones del muro de la corteza M le corresponden los alzamientos de la superficie de la corteza consolidada (CC).

Las formas negativas directas (*ND*) *de las concordancias*, con que por encima de las depresiones M se disponen los pandeos CC.

Las modalidades positivas inversas (*invertidas*) (*PI*) *de las concordancias*, con que las depresiones M corresponden a las elevaciones CC.

Las modalidades negativas inversas (*invertidas*) (*NI*) *de las concordancias*, con que a las elevaciones M corresponden las depresiones CC.

Las formas horizontales (*H*) *de las concordancias*, con que las superficies CC y M son paralelas y subhorizontales.

Las modalidades convexo-planas (*CP*) *de las concordancias*, con que bajo las elevaciones CC la superficie M está situada de modo subhorizontal.

Las modalidades cóncavo-planas (CcP) de las concordancias, con que sobre las depresiones M se sitúa subhorizontalmente la superficie CC.

Las modalidades desplazadas (D) (complicadas, según N. A. Beliáievski) *de las concordancias*, con que el relieve de la superficie M repite el relieve CC con el desplazamiento de un cuarto de onda a semionda.

Como veremos en lo sucesivo, *el espesor total de la corteza y la modalidad de concordancia CC y M caracterizan en lo fundamental el estado actual de la corteza en tanto que su estructura refleja la historia de su formación geológica*. Sería útil introducir a título de característica concisa de la corteza una *expresión* de esta última en forma de fracción, en cuyo numerador se ponen de modo consecutivo los espesores de las capas aisladas y se indican entre paréntesis las velocidades respecto al estrato, en el denominador se indica el espesor total, poniendo entre paréntesis la velocidad límite de la superficie M y como factor, la designación de la modalidad de correspondencia entre los relieves CC y M.

Por ejemplo, para el distrito de Dzhankoi de la estepa de Crimea está fórmula tendrá el aspecto siguiente

$$\frac{S-5;\ G-10\,(5,\ 7);\ B-30\,(6,\ 6)}{45\,(8{,}0-8{,}2)}$$

Composición de la parte superior del manto y naturaleza del divisorio Mohorovicic. La corteza terrestre está separada del *manto* de la Tierra por la superficie de *discontinuidad* sísmica *Mohorovicic* (M). En la mayoría de las regiones sobre este límite aumenta de un salto v_p desde 7,1—7,4 km/s hasta 7,8—8,2, y a veces incluso hasta 8,4 km/s. Este salto corresponde al incremento de la densidad de la sustancia desde 3,0 g/cm³ de la capa basáltica y 2,7 g/cm³ de la granítica hasta 3,3—3,7 g/cm³. En ciertas regiones se registra la existencia de una capa intermedia con $v_p = 7{,}4-7{,}7$ km/s (la naturaleza de esta capa se estudia más adelante).

En cuanto a la composición del manto hasta hace poco tiempo rivalizaron dos hipótesis: la de composición de eclogita y la de composición ultrabásica. Por cuanto la eclogita tiene composición química idéntica a la de basalto y se distingue de este por la composición mineralógica (piroxeno + granate), según la primera hipótesis el divisorio M tiene naturaleza puramente física originada por la modificación física de la sustancia; según la segunda hipótesis el divisorio M separa geosferas de distinta composición química. Los nuevos resultados obtenidos por la petrología experimental han dado cierta claridad a esta cuestión. Ha sido establecido que la transformación del basalto en eclogita es posible a las presiones correspondientes a la profundidad de 35—60 km (H. Yoder, K. Tilley). Esto significa que en los océanos, donde la profundidad de disposición de la superficie M es de no más que 11—12 km, la parte superior del manto de ninguna manera puede ser constituida de eclogitas y, por consiguiente, debe de tener una composición ultrabásica. Esto se confirma de modo inmediato por el descubrimiento,

en las zonas axiales de las dorsales de los océanos Indico y Atlántico, de las fajas de afloramiento de las rocas ultrabásicas (G. B. Udíntsev y otros). Mas la existencia de una capa de eclogita en el muro de la corteza es muy posible en los continentes. V. V. Beloúsov confronta esta capa con la de velocidades intermedias de la corteza y del manto $v_p = 7{,}4—7{,}7$ km/s, aunque admitiendo que su composición es mixta, de eclogita y basita. Para las plataformas continentales esta suposición es sumamente verosímil, sobre todo a la luz de los novísimos experimentos de A. E. Fingwood y D. H. Green, pero la capa de eclogita propiamente dicha ya se debe atribuir al manto y caracterizar por $v_p > 8{,}0$ km/s, puesto que las eclogitas son rocas aún más densas que las hiperbasitas (la densidad media es de $3{,}5 g/cm^3$). La presencia de la capa de eclogitas en el basamento de la corteza continental encontró su corroboración en los hallazgos, cada vez más frecuentes, de detritos de eclogitas entre las kimberlitas diamantíferas (Siberia, Africa del Sur). Las kimberlitas son brecha de rocas ultrabásicas y el descubrimiento en ellas de los fragmentos de eclogitas testimonia que el material ultrabásico que irrumpió desde las entrañas del manto atravesaba la capa de eclogitas. De aquí se hace evidente, además, que esta capa, igual que en los océanos, se extiende sobre el manto «normal» de composición ultrabásica.

Sin embargo, surge la cuestión: ¿de qué rocas de la familia de las ultrabásicas está compuesto el manto superior? Es que, según las especulaciones de los geoquímicos contemporáneos A. P. Vinográdov y sus correligionarios del extranjero (W. W. Rubey y otros), la corteza y en primer lugar su capa principal y originaria de basaltos, es producto de la diferenciación de la sustancia del manto (según A. P. Vinográdov, de la fusión zonal de esta sustancia, véase más adelante). Por consiguiente, aquella parte del manto, a partir de la cual se produjo la corteza, ya no corresponde al manto primario, «juvenil» sino que es un residuo formado después de la segregación de la fracción basáltica, más fusible. Precisamente este residuo está constituido por rocas del tipo de peridotitas y dunitas, que prevalecen en la parte superior del manto al juzgar por la penetración de ellas en la corteza terrestre[1]). En lo que se refiere al manto primario, éste debe estar constituido por una roca de composición intermedia entre la peridotita y el basalto. D. H. Green y A. E. Ringwood le dieron el nombre de *pirolita* a esta roca hipotética, que aproximadamente corresponde a la mezcla del material basáltico y de dunitas y peridotitas en una proporción 1 : 3. Entre las rocas reales las más próximas a la pirolita se hallan las peridotitas de granates, que están insertas en las bocas de explosión diamantíferas y en los basaltos alcalinos. La composición supuesta de la pirolita es próxima asimismo a la de los meteoritos pétreos, los condritos,

[1]) La causa de que estas rocas no se puedan considerar como originarias respecto a los basaltos, estriba en bajo contenido de elementos tales como: K, U, Th, Ba, Sr, La y en parte Na, Ca y Al (A. E. Ringwood).

que desde hace mucho se consideran como los análogos más afines de la sustancia del manto de la Tierra.

Según A. E. Ringwood, el material pirolítico integra casi por completo el manto en los océanos, atendiendo a que este último ha segregado una corteza muy delgada (lo que es justo, claro está, a condición de que no haya existido una corteza continental en el lugar de los océanos). Este investigador admite que bajo los continentes, por el contrario, existe, en la parte superior del manto, una capa de dunitas y peridotitas de ingente desarrollo (110—300 km) con lentejones aislados de eclogitas. La presencia de una capa independiente de eclogitas es de este modo negada por Ringwood. Mientras tanto, según lo consignó ya A. Holmes, apoyado por varios investigadores contemporáneos, la existencia de una capa semejante pudiera explicar la reducción o aumento del espesor de la corteza observados en la naturaleza y debidos al desplazamiento vertical del divisorio M; las huellas de semejante desplazamiento están marcadas en los cortes geológicos de sondeos sísmicos profundos (SSP) de una serie de regiones, en los cuales en vez de una superficie M se fijan dos o tres. Realmente, con el aumento de la presión (digamos, al sumergir o acopiar sedimentos) la parte inferior de la capa basáltica puede pasar a ser eclogita; lo que provoca una reducción del espesor de la corteza y la transición del divisorio M a un nivel más elevado, o sea, *para-Moho* en vez de *orto-Moho* inicial, según R. V. van Bemmelen. Tiene importancia que en este caso disminuirá el volumen de la litosfera (corteza + parte superior del manto, véase más adelante) en un 10—12 por ciento y como consecuencia va a descender la superficie de la Tierra. Pero en el caso de disminución de la presión (durante un alzamiento) y sobre todo al elevar la temperatura (incremento del flujo calorífico), es posible la transición contraria, la de la eclogita en gabro (más exactamente, primero en granulita con granates); desplazando el divisorio M hacia abajo, engrosándose la corteza y alzándose la superficie de la Tierra. En los siguientes capítulos veremos en qué condiciones geológicas reales se supone que existen semejantes procesos.

Según la opinión de los investigadores soviéticos (V. S. Sóbolev, V. A. Kutolin y otros), que estudiaron las inserciones en las kimberlitas y en los basaltos de Siberia, la porción del ingrediente de basita en la parte superior del manto debe ser más alta de lo que supuso Ringwood, debido a que en ella se hallan, a la par con las peridotitas, abundantes piroxenitas. Los petrólogos siberianos opinan, de una manera general, que el manto superior es de composición esencialmente heterogénea, tanto en la dirección vertical como en la horizontal.

De una manera u otra actualmente se ha hecho muy evidente que la corteza y la parte más superior del manto están ligadas entre sí del modo más estrecho. Esta ligazón se manifiesta no sólo en el posible cambio de posición del divisorio Moho, relacionado con la transición gabro ⇄ eclogita, sino que también en el desarrollo, en la

que desde hace mucho se consideran como los análogos más afines de la sustancia del manto de la Tierra.

Según A. E. Ringwood, el material pirolítico integra casi por completo el manto en los océanos, atendiendo a que este último ha segregado una corteza muy delgada (lo que es justo, claro está, a condición de que no haya existido una corteza continental en el lugar de los océanos). Este investigador admite que bajo los continentes, por el contrario, existe, en la parte superior del manto, una capa de dunitas y peridotitas de ingente desarrollo (110—300 km) con lentejones aislados de eclogitas. La presencia de una capa independiente de eclogitas es de este modo negada por Ringwood. Mientras tanto, según lo consignó ya A. Holmes, apoyado por varios investigadores contemporáneos, la existencia de una capa semejante pudiera explicar la reducción o aumento del espesor de la corteza observados en la naturaleza y debidos al desplazamiento vertical del divisorio M; las huellas de semejante desplazamiento están marcadas en los cortes geológicos de sondeos sísmicos profundos (SSP) de una serie de regiones, en los cuales en vez de una superficie M se fijan dos o tres. Realmente, con el aumento de la presión (digamos, al sumergir o acopiar sedimentos) la parte inferior de la capa basáltica puede pasar a ser eclogita; lo que provoca una reducción del espesor de la corteza y la transición del divisorio M a un nivel más elevado, o sea, *para-Moho* en vez de *orto-Moho* inicial, según R. V. van Bemmelen. Tiene importancia que en este caso disminuirá el volumen de la litosfera (corteza + parte superior del manto, véase más adelante) en un 10—12 por ciento y como consecuencia va a descender la superficie de la Tierra. Pero en el caso de disminución de la presión (durante un alzamiento) y sobre todo al elevar la temperatura (incremento del flujo calorífico), es posible la transición contraria, la de la eclogita en gabro (más exactamente, primero en granulita con granates); desplazando el divisorio M hacia abajo, engrosándose la corteza y alzándose la superficie de la Tierra. En los siguientes capítulos veremos en qué condiciones geológicas reales se supone que existen semejantes procesos.

Según la opinión de los investigadores soviéticos (V. S. Sóbolev, V. A. Kutolin y otros), que estudiaron las inserciones en las kimberlitas y en los basaltos de Siberia, la porción del ingrediente de basita en la parte superior del manto debe ser más alta de lo que supuso Ringwood, debido a que en ella se hallan, a la par con las peridotitas, abundantes piroxenitas. Los petrólogos siberianos opinan, de una manera general, que el manto superior es de composición esencialmente heterogénea, tanto en la dirección vertical como en la horizontal.

De una manera u otra actualmente se ha hecho muy evidente que la corteza y la parte más superior del manto están ligadas entre sí del modo más estrecho. Esta ligazón se manifiesta no sólo en el posible cambio de posición del divisorio Moho, relacionado con la transición gabro ⇄ eclogita, sino que también en el desarrollo, en la

parte superior del manto, de las rocas que restan después de la secreción de la corteza, en la posible absorción por el manto de la corteza continental en los océanos (véase el cap. IX) y, lo más importante, en que la parte superior del manto en conjunto con la corteza, en tanto envoltura más superior de rigidez relativa y fragilidad de la tierra firme, se oponen a capas más profundas del manto superior mencionado, singularizadas de caracteres esencialmente diferentes. J. Barrell fue el primero que le dio el nombre de *astenosfera* a estas capas, más profundas, al mismo tiempo la envoltura suprayacente de la Tierra fue llamada por él *litosfera*. Este último término, fue largamente considerado como sinónimo del término «corteza terrestre», pero sería mejor utilizarlo en un sentido más exacto, o sea, para denominar toda la masa de rocas yacentes por encima de la astenosfera, es decir, no sólo de la corteza sino también en la parte superior del manto.

Astenosfera. Este vocablo en realidad significa «capa débil»; en efecto se trata de la existencia en el manto superior de una capa que respecto a las supra e infrayacentes es más plástica, menos viscosa y más susceptible de deformaciones. La presencia de semejante capa fue presagiada por J. Barrell (1914) partiendo de consideraciones geológicas generales; los primeros indicios geofísicos de su existencia fueron señalados mucho más tarde por B. Gutenberg (1926), quien descubrió la disminución, con la profundidad, de las velocidades de propagación de las ondas sísmicas en el manto superior; pero las pruebas definitivas de la existencia de esta capa de velocidades reducidas en el manto superior fueron obtenidas sólo al finalizar los años cincuenta de nuestro siglo.

Al entrar en la astenosfera, se observa la disminución de la velocidad de propagación de las ondas sísmicas, particularmente notable para las ondas transversales (para las ondas longitudinales a veces se registra sólo la falta del crecimiento de la velocidad con la profundidad). Esto quiere decir que las oscilaciones sísmicas a nivel del techo de la astenosfera penetran en el ambiente de una sustancia de menor densidad. Merced a esto dichas oscilaciones se reflejan reiteradamente sobre los límites de la capa astenosférica y parte notable de ellas empiezan a propagarse a lo largo de esta capa, la cual por lo tanto se hace guíaondas (este nombre es ampliamente difundido entre los geofísicos a la par con la denominación de capa de bajas velocidades en el manto).

Según se ha establecido recientemente (E. V. Artiushkov, S. A. Ushakov), la viscosidad de la astenosfera es igual a 10^{20} poises, es decir, es inferior en 2 ó 3 órdenes a la de las regiones supra e infrayacentes del manto. La sustancia de la astenosfera en su parte mayor se encuentra en estado amorfo, vidrioso (B. Gutenberg, V. A. Magnitski), y parcialmente (del 1 al 10%), incluso en estado fundido (A. E. Ringwood y otros). El estado próximo al líquido es atestiguado precisamente por la disminución notable de la velocidad de las ondas transversales, pero este estado no logra ser líquido, ya que

las ondas transversales pasan por la astenosfera. Sin embargo, con una subida local insignificante de la temperatura, no mayor de 10—20°, o con una disminución de la presión en la astenosfera se puede originar una fusión en escala más grande y surgir focos magmáticos. Por lo tanto la astenosfera se considera como nivel principal, básico de formación de los focos magmáticos, como fuente fundamental de los procesos magmáticos, lo que se confirma con las observaciones sismológicas. Al mismo tiempo, dentro de los límites de la astenosfera disminuye bruscamente el número de los focos sísmicos.

Ahora bien, ¿qué causas tiene la aparición de la misma astenosfera? ¿por qué a su nivel se interrumpe temporalmente el crecimiento regular de la densidad de las rocas con la profundidad? Como es sabido, este crecimiento está provocado por la elevación de la presión mientras que la subida de la temperatura, que tiene lugar también al aumentar la profundidad, ejerce un efecto contrario. De ahí naturalmente se deduce la suposición de que a las profundidades correspondientes a la astenosfera, el efecto de crecimiento de la temperatura en función de la profundidad resulta más ostensible que el de la presión. A estas profundidades, como señala V. A. Magnitski, «las temperaturas verosímiles se aproximan lo más cerca al intervalo de fusión y parcialmente se internan en este último». Como consecuencia suceden la amorfización y fusión parcial de la sustancia. Además, según mostraron las investigaciones de la petrología experimental, a las profundidades aproximadas al nivel del techo de la astenosfera los minerales que contienen agua constitucional (micas, anfíboles) la desprenden al seguir elevándose la presión, pero a profundidades aún mayores, del orden de 200—250 km. es decir, a nivel del piso de la astenosfera, el agua puede entrar en la red cristalina del olivino formando un compuesto hidroxílico del tipo de $Mg_2Si\,H_4O_6$. Por consiguiente, la astenosfera puede diferir de la materia supra e infrayacente del manto que contiene el agua libre, la cual esencialmente baja la temperatura de fusión.

El límite superior de la astenosfera se encuentra a la profundidad del orden de 50—60 km bajo los océanos y a la de 100—200 km y más, bajo los continentes; el límite interior, a las profundidades de 400 y 250 km, respectivamente. De esta forma, la capa astenosférica yacente bajo los océanos es mucho más potente y su piso que aquí prácticamente coincide con el muro del manto superior.

En las zonas donde actualmente existe alta actividad tectónica y volcánica: en las dorsales oceánicas, en los arcos insulares volcanógenos (por ejemplo, en las Kuriles, según S. A. Fedótov), en algunas franjas orogénicas de la tierra firme (por ejemplo, en la región de la Gran Cuenca de las Cordilleras de los EEUU, según K. L. Cook y otros) — las bajas velocidades en el manto superior del orden de 7,4—7,7 km/s se registran ya directamente en la base de la corteza. Estos tramos se pueden considerar como salientes o protuberancias del techo de la astenosfera. Evidentemente tienen naturaleza total-

mente diferente a la de la capa de velocidades semejantes que yace en la base de los estables terrenos continentales de plataforma de la corteza terrestre, sobre todo de los escudos cristalinos.

Los resultados más recientes ponen de manifiesto que la astenosfera no es la única capa de velocidades disminuidas, o sea, el guíaondas de la zona superior de la Tierra. Por esta razón con frecuencia la capa en cuestión se denomina guíaondas de Gutenberg a distinción de otros guíaondas. Semejantes guíaondas se indican tanto en las capas inferiores del manto (por ejemplo, en la faja desde el Asia Central hasta La Siberia Oriental, según A. A. Lukk) hasta una profundidad de 900 km, y superiores a la astenosfera, en la corteza terrestre, en particular en el muro de sus capas basáltica y granítica. Uno de los ejemplos más convincentes fue concedido por el corte de SSP realizado por los geofísicos ucranianos en la Transcarpatia. La existencia de capas de reducidas velocidades en la corteza contribuye de modo notable a la comprensión de las condiciones en las que se forman los focos magmáticos secundarios, corticales, y en general es de gran importancia. Además, es significativo que las condiciones favorables para la formación de los guíaondas en la corteza surgen en las zonas de alto flujo calorífico (A. V. Chekunov).

Más tarde se aclara que la propia astenosfera no es una capa única, sino que consta de varias capas intimadas. Un cuadro parecido ha sido descripto por R. Z. Tarakánov y N. V. Levi para la zona de transición existente entre el continente Asiático y el Océano Pacífico, siendo destacadas cuatro capas astenosféricas relativas a las profundidades de 65—90, 120—160, 230—300 y 370—430 km.

Isostasia. A la existencia de la astenosfera está ligado estrechamente el fenómeno de isostasia, establecido por primera vez ya a mediados del siglo pasado y que es el estado equilibrado de la corteza terrestre; exactamente a la luz de la nueva información, de la litosfera con respecto a la astenosfera. Precisamente la astenosfera es aquella capa plástica, en la que como si flotase, en concordancia con la ley de Arquímedes, la litosfera. La presión de la litosfera a nivel de la profundidad del orden de 100 km resulta igual por doquier independientemente de los accidentes de relieve superficial.

Como es conocido, el concepto de isostasia fue promovido por primera vez por los geodesistas ingleses J. Airy y F. Pratt hace cien años, después de que fuera medida la fuerza de gravedad al pie del Himalaya. Estas mediciones dieron a conocer que el inmenso orogeno de los Montes Himalaya no causa aquel exceso de la fuerza de gravedad que debía esperarse. De aquí Airy y Pratt sacaron la conclusión de que ha de existir un mecanismo compensador de la gravedad sobrante de las cordilleras montañosas. Airy supuso que la corteza terrestre tiene densidad igual en todas partes, pero su espesor varía en función del relieve terrestre de tal modo que el modelado del piso de la corteza terrestre parece ser como si sirviera de reflejo especular del relieve de la superficie aflorante (fig. 5, *a*). Como evidencia la fig. 1, los datos modernos respecto a la variación del grosor de la corteza

terrestre, a grandes rasgos, corresponden al esquema de la compensación isostática propuesto por Airy.

Un esquema esencialmente diferente fue elaborado casi al mismo tiempo por Pratt. El enunció la opinión de que la corteza terrestre consta de bloques de diferente densidad; cuanto más alto esté un bloque dado, tanto más livianas serán las rocas constituyentes (fig. 5, *b*), precisamente con esto se asegura la compensación isostática. Puesto que en realidad la corteza terrestre tiene dos capas y en

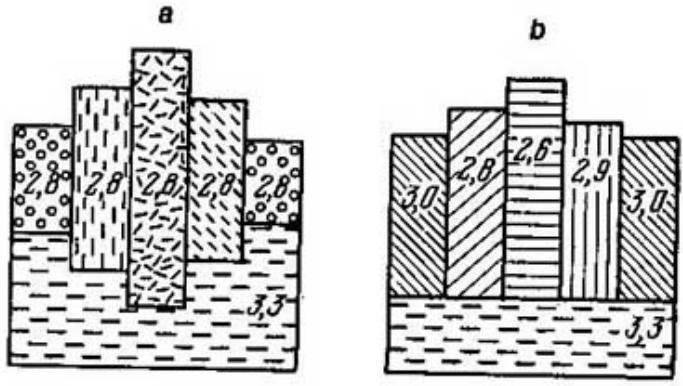


Fig. 5. Esquema del equilibrio isostático de la corteza terrestre:
a—según J. Airy, *b*—según F. Pratt

los océanos prácticamente falta la capa granítica, la densidad media de la corteza oceánica es superior a la de los continentes, y en el marco de los continentes, bajo los cordones montañosos de raíces graníticas es inferior a la de las llanuras. Por lo tanto, se afirma en cierta medida no sólo el esquema de Airy, sino que también el de Pratt. Ahora bien, el cuadro real de la compensación isostática es mucho más complicado que el de los esquemas simplificados de Airy y Pratt los cuales no supusieron que la corteza terrestre puede estar constituida de dos o incluso tres capas.

Más aún, últimamente se ha evidenciado que la isostasia se verifica no sólo debido a la variación de la potencia y densidad de la corteza, sino que también debido al cambio de la densidad de la capa subcortical «sobreastenosférica» del manto superior. Así, por ejemplo, muchos orogenos poseen una corteza bastante delgada y, por consiguiente, debieran caracterizarse con intensas anomalías isostáticas positivas. En realidad, esto no se observa merced a que el manto se halla descompactado a tales elevaciones. Un cuadro semejante es registrado, por ejemplo, en la región montañosa de Baikal, donde inicialmente en base a los datos gravimétricos fue presumida la existencia de una corteza muy potente, pero las investigaciones de SSP, por el contrario, manifestaron su considerable adelgazamiento.

De corroboración convincente del fenómeno de isostasia sirven los datos regionales de los glaciares en el casquete del cuaternario

y del período contemporáneo. En Groenlandia y la Antártida la existencia de potentes escudos glaciales (>3 km), que ejercen sobre la corteza una carga complementaria grande, no ha conducido a ninguna desviación notable del equilibrio debido a que la corteza se encorvó por debajo del glaciar en su parte central, en algunos lugares, bajo el nivel del océano. En la Península Escandinava y en El Canadá la desaparición del recubrimiento glaciar fue acompañada del proceso opuesto, del alzamiento general de la superficie cortical, cuya velocidad al principio alcanzada 30—40 cm por año, y que se ha ido extinguiendo paulatinamente con el andar del tiempo. Precisamente el modo de esta extinción dio pie para que E. V. Artiushkov y S. A. Ushakov determinaran, cada uno de una manera independiente, la magnitud de la viscosidad, ya mencionada, de la astenosfera, cuya superficie seguía la elevación y la depresión de la corteza.

Los ejemplos de las regiones de recubrimiento glaciar y ejemplos análogos de regiones de ingente acopio de productos volcanogénicos, bajo cuyo peso también se observa el hundimiento de la corteza (por ejemplo, en la región de las Islas Hawaii), es una manifestación de los movimientos corticales que recuperan el equilibrio isostático. Los tramos de la corteza que sufren una carga complementaria (hielo, lavas, sedimentos) se deben combar, los tramos que se libran de la carga o simplemente se someten al derrubio, se hunden.

La confección de los mapas de anomalías que indican la desviación del equilibrio, fue emprendida a escala de toda la Tierra por M. E. Artémiev y mostró que no toda la litosfera, ni mucho menos, se encuentra en estado de equilibrio. Como regla general, las zonas activas (véase el cap. III) se caracterizan por patentes anomalías isostáticas. Más aún, los movimientos que suceden allí no sólo no recuperan el equilibrio isostático, sino que, por el contrario, conducen a un desequilibrio todavía mayor. Así, la Crimea Montañosa y la parte noroeste del Gran Cáucaso, al juzgar por las anomalías isostáticas positivas, debieran descender mientras que la depresión de Indolo-Kuban con sus anomalías negativas, situada al norte de aquellas, debieran elevarse. Sin embargo los movimientos actuales tienen aquí directividad contraria y, por consiguiente, son *antiisostáticos* (M. E. Artémiev). Es sumamente evidente que son causados por algunos procesos más activos de la tectosfera, los que superan la tendencia al equilibrio.

La comparación de las desviaciones de la compensación isostática con el signo de los movimientos actuales (más recientes) de los bloques separados de la corteza terrestre permite, según A. Sh. Faitelson, sacar una conclusión determinada con respecto a la naturaleza de los propios movimientos. Cuando los movimientos son primarios a los alzamientos (por ejemplo, al Escudo Báltico) corresponde el déficit de las masas compensadoras, así como a los hundimientos (por ejemplo, a la Llanura Precaspiana), el exceso de éstas. El confinamiento del exceso de masas compensadoras a las elevaciones

actuales («raíces de los montes», por ejemplo, en los Alpes) nos dicen que el proceso rector es el engrosamiento de la corteza desde abajo, en tanto que la desviación negativa de la compensación en las regiones de descendimientos actuales, observada en los océanos y en los mares marginales, significa el adelgazamiento de la parte inferior de la corteza. Los movimientos de los dos últimos casos, según A.Sh. Faitelson, son secundarios con respecto a las variaciones del espesor de la corteza. Independientemente de la justeza de estas conclusiones «genéticas» concretas, la existencia de diferentes tipos de correlaciones entre los movimientos actuales (más recientes) y las anomalías isostáticas, sin duda, tiene cierto significado geólogo-geofísico. Con esto, sin embargo, se debe tener en cuenta el estado del manto superior, normal o sin compactación, situado inmediatamente bajo el muro de la corteza.

Hablando en general, la astenosfera es una región de extinción de los movimientos relacionados con la redistribución de las masas en la superficie de la litosfera. La astenosfera también interviene como amortiguador con respecto a los movimientos que provienen de capas más profundas del manto porque debido a su relativamente poca viscosidad los alzamientos y hundimientos de su piso son compensados por el trasiego de su sustancia y en el techo de la astenosfera están patentizados sólo en forma muy aplanada (E. V. Artiushkov). Entre tanto, la astenosfera, como veremos en lo sucesivo, también aparece como ingente generadora de movimientos litosféricos por cuanto en sus límites tiene lugar la formación del magma, cuyo ascenso va acompañado de desplazamientos de los bloques de la litosfera. El establecimiento de este papel doble de la astenosfera se debe estimar como uno de los descubrimientos más eminentes en el dominio de las ciencias referentes a la Tierra hechos durante los últimos decenios.

La capa de Golitsin y el manto inferior. Una línea divisoria sísmica muy importante pasa a una profundidad de 400 km (línea divisoria de Golitsin). La capa infrayacente del manto superior, destacada con frecuencia bajo el nombre de capa de Golitsin (capa C del esquema de Bullen) 1) se caracteriza por un brusco crecimiento de las velocidades de las ondas sísmicas y por un aumento aún mayor de la electroconductibilidad. Partiendo de J. Bernal (1936) los investigadores, casi unánimamente, explican estos cambios con las transformaciones de fase de la sustancia del manto, convirtiéndose unas especies minerales en otras de la misma composición química, pero con un acomodamiento más compacto de los átomos. V. A. Magnitski considera que a las profundidades desde 350—400 hasta 400—450 km el piroxeno se transforma en granate y el olivino en una modificación de espinela, lo que acarrea al aumento de la densidad en el 10%. A una conclusión análoga han llegado A. E. Ringwood y

---

[1]) Según el esquema del geofísico norteamericano K. Bullen, la capa A es la corteza y la capa B es el manto superior propiamente dicho.

D. H. Green confirmándolo con investigaciones experimentales. Hasta la profundidad de 600 km, según Ringwood y Green, y de 650—700 km, según Magnitski, la composición mineral del manto no es sometida a cambios, pero más abajo, probablemente, comienzan nuevas transiciones de fase: según Ringwood Green, el granate se hace ilmenita, $CaSiO_3$ cobra la estructura de la perovskita y la espinela se sustituye o bien por una mezcla de ilmenita y periclasa, o bien por una nueva forma de la misma composición Mg_2SiO_4. Esta composición mineralógica se conserva dentro de los límites de todo el manto inferior, o sea, de la capa D del esquema de Bullen, hasta la superficie divisoria del núcleo en vista de que en toda esta extensión las velocidades de las ondas sísmicas y la electroconductibilidad se acrecientan muy despacio.

Las transformaciones físicas que ocurren en la capa C, y que van acompañadas del cambio de densidad de la sustancia de la misma, son consideradas por V. A. Magnitski, S. I. Subotin y otros autores, como una de las posibles causas de los movimientos verticales de las masas de rocas suprayacentes.

De confirmación objetiva de la existencia de desigualdades en el límite entre la astenosfera y aquella parte del manto superior que se extiende bajo la misma (la parte subastenosférica del manto superior) o de heterogeneidades dentro del marco de esta última, pueden servir, según M. E. Artiémiev, las anomalías isostáticas regionales descubiertas por este investigador en la Zona Mediterránea al calcular las anomalías isostáticas para la altura de cerca de 200 km y con mediación para con un área de cerca de $3 \cdot 10^5$ km^2.

La astenosfera junto con la litosfera, que se halla en estrecha interacción dinámica con la primera, y con la capa de Golitsin forman la *tectonosfera* (o tectosfera), es decir, la zona principal de manifestación de los procesos tectónicos (y magmáticos), que se caracteriza por la heterogeneidad lateral de la sustancia (también se la puede denominar simplemente envoltura geológica de la Tierra). La correlación de estas nociones, relativamente nuevas, con los conceptos de la corteza y del manto superior, más antiguos, se puede representar del modo siguiente:

Tectosfera	Litosfera	Corteza terrestre M (10—70 km)
		Manto superior de 60—120 km
	Astenosfera	Manto superior de 400 km
	Capa de Golitsin	~700 km

Entre tanto, cabe recordar que los conceptos de corteza terrestre y del manto son geológicos mientras que los de litosfera y astenosfera son puramente geofísicos. Por esta razón la frontera litosfera/astenosfera a veces puede cruzar la de corteza/manto.

Núcleo de la Tierra. La cuestión referente al estado físico del núcleo está más allá de toda duda: el núcleo exterior, en cuyo límite se extinguen las ondas transversales y disminuyen bruscamente las velocidades de las longitudinales, es líquido mientras que el núcleo

interior, que comienza a la profundidad de 5100 km, según los resultados obtenidos de un modo indirecto, se supone que es sólido. La gran densidad (más alta que la del manto en un 70%) y la elevada electroconductibilidad evidencian que la materia del núcleo se halla en la base metálica. No obstante la composición química, aún sigue siendo objeto de discusión. Durante un tiempo se creyó que la hipótesis del núcleo de hierro debía ser abandonada y sustituída por la especulación del núcleo de la misma composición química que el manto, es decir, compuesto de los mismos óxidos de Si, Al, Mg, Ca. pero en estado metalizado a causa de las inmensas presiones (hipótesis de Lódochnikov—Ramsay—Kapustinski). Pero los experimentos, efectuados hace poco, en los que se comprimieron el hierro y las rocas silícicas bajo una presión de varios millones de atmósferas, próxima a la del núcleo, evidenciaron que sólo el hierro alcanza la densidad realmente registrada dentro del núcleo e incluso la supera (la presencia de sílice puede explicar una densidad más baja de la sustancia nuclear). Una compresión de choque de las rocas no provoca el salto requerido de las densidades, aunque es posible que, habiendo sido la carga de impacto de corta duración, la sustancia simplemente no tuvo tiempo para quedar comprimida. También existen otras objeciones a la hipótesis del núcleo silícico metalizado, pero por otra parte, esta hipótesis da una explicación más admisible al hecho de que los planetas del grupo terrestre y la Luna no posean núcleo y de que los planetas más grandes (la Tierra, Venus) lo tengan. Actualmente la mayoría de los especialistas opinan que el núcleo consta, en lo fundamental, de hierro con una posible mezcla de azufre (D. L. Anderson y otros).

§ 2. Problema del origen y de la evolución pregeológica de la Tierra

El problema del origen y del estado originario de la Tierra es de importancia para la geotectónica por cuanto de su solución dependen los postulados de partida de las hipótesis referentes a las causas de los movimientos tectónicos y del desarrollo tectónico de la Tierra en general. Después de fracasada la hipótesis clásica de Laplace, que admitía la procedencia «cálida» de la Tierra, proliferaron las hipótesis cosmogónicas, que reconocían la formación de los planetas en estado frío (hipótesis de Schmidt, G. von Weizseker, Kuyper, H. Urey, Krat, Fesenkov, Ter-Haar y otros).

En la actualidad es universalmente reconocido que el proceso de formación de los sistemas planetarios está íntimamente ligado al proceso, más general, de la formación de las estrellas y se considera como si fuese resultado colateral de este último. De material original para la formación, tanto de las estrellas como de los planetas, sirve la nebulosa de gas y polvo; en las entrañas de las estrellas las presiones alcanzan una magnitud mucho más grande, presumiéndose la existencia de reacciones nucleares, que conducen a la síntesis de

los elementos radiactivos naturales, a una inmensa elevación de la temperatura y a una intensa radiación. La propia formación del sistema planetario se explica con bastante suficiencia por medio de la hipótesis de Schmidt e hipótesis semejantes de autores extranjeros (Ter-Haar, Kuyper), aunque ciertas cuestiones de importancia, incluyendo las causas de la relativa lentitud con que gira el Sol, todavía no han sido aclaradas del todo.

Para la geotectónica es de extraordinaria importancia la conclusión de la cosmología contemporánea acerca de que la Tierra fue formada de una nube fría de gas y polvo, y que inicialmente se encontraba en estado frío. En lo sucesivo se debió calentar por la acción de tres causas: compresión gravitacional, calentamiento debido a los choques de grandes cuerpos y desprendimiento de calor de los radioelementos, cuyo contenido primitivo era considerablemente superior al actual; además, existían elementos radiactivos que más tarde desaparecieron por completo. En lo que se refiere a la valoración de la magnitud del calentamiento y las consecuencias posibles las opiniones han divergido. V. G. Fesenkov estima que durante el proceso de compresión inicial la Tierra pudo calentarse hasta la temperatura de decenas de miles de grados y pasar al estado fundido; esta última opinión la comparte también Kuyper. Los cálculos de A. Benfield, E. A. Liubímova y V. S. Safrónov dan cifras diez veces menores (según Safrónov, la temperatura en el centro de la Tierra alcanzó sólo 800° K y a una profundidad de 500 km, 1500° K).

Partiendo de esta temperatura inicial y atendiendo a que la distribución uniforme de los elementos radiactivos fue sustituida hace cerca de 3 mil millones de años por la estratificada con la concentración preponderante del uranio, torio y potasio en la corteza, E. A. Liubímova intentó restablecer la evolución ulterior de las condiciones térmicas de la Tierra. El contenido medio del uranio, torio y potasio en este caso fue tomado igual a la cantidad media de estos elementos que se observa en la mezcla de los meteoritos pétreos y de hierro. La conclusión principal de E. A. Liubímova estriba en que el subsuelo de la Tierra situado a una profundidad mayor de 500—1000 km, que prácticamente no desprende calor debido a la escasa conductibilidad térmica de las capas superiores, permanece caliente; durante los últimos mil millones de años la temperatura de este subsuelo aumentó aproximadamente en 200° C. En la parte superior de la Tierra, dentro de la zona de emergencia calorífica, en el transcurso de los últimos 1—2 mil millones de años la temperatura va disminuyendo con lentitud, aproximadamente en 100° C cada mil millones de años. La zona de reflujo calorífico se esparce progresivamente hacia adentro de la Tierra, pero, según supone Liubímova, es capaz de alcanzar su centro sólo dentro de 10 mil millones de años. Así pues, a pesar de la mengua constante de los radioelementos, el enfriamiento total de la Tierra todavía no se ha logrado.

Entre tanto de las curvas de distribución de las temperaturas en el interior de la Tierra confeccionadas por E. A. Liubímova, así co-

los elementos radiactivos naturales, a una inmensa elevación de la temperatura y a una intensa radiación. La propia formación del sistema planetario se explica con bastante suficiencia por medio de la hipótesis de Schmidt e hipótesis semejantes de autores extranjeros (Ter-Haar, Kuyper), aunque ciertas cuestiones de importancia, incluyendo las causas de la relativa lentitud con que gira el Sol, todavía no han sido aclaradas del todo.

Para la geotectónica es de extraordinaria importancia la conclusión de la cosmología contemporánea acerca de que la Tierra fue formada de una nube fría de gas y polvo, y que inicialmente se encontraba en estado frío. En lo sucesivo se debió calentar por la acción de tres causas: compresión gravitacional, calentamiento debido a los choques de grandes cuerpos y desprendimiento de calor de los radioelementos, cuyo contenido primitivo era considerablemente superior al actual; además, existían elementos radiactivos que más tarde desaparecieron por completo. En lo que se refiere a la valoración de la magnitud del calentamiento y las consecuencias posibles las opiniones han divergido. V. G. Fesenkov estima que durante el proceso de compresión inicial la Tierra pudo calentarse hasta la temperatura de decenas de miles de grados y pasar al estado fundido; esta última opinión la comparte también Kuyper. Los cálculos de A. Benfield, E. A. Liubímova y V. S. Safrónov dan cifras diez veces menores (según Safrónov, la temperatura en el centro de la Tierra alcanzó sólo 800° K y a una profundidad de 500 km, 1500° K).

Partiendo de esta temperatura inicial y atendiendo a que la distribución uniforme de los elementos radiactivos fue sustituida hace cerca de 3 mil millones de años por la estratificada con la concentración preponderante del uranio, torio y potasio en la corteza, E. A. Liubímova intentó restablecer la evolución ulterior de las condiciones térmicas de la Tierra. El contenido medio del uranio, torio y potasio en este caso fue tomado igual a la cantidad media de estos elementos que se observa en la mezcla de los meteoritos pétreos y de hierro. La conclusión principal de E. A. Liubímova estriba en que el subsuelo de la Tierra situado a una profundidad mayor de 500—1000 km, que prácticamente no desprende calor debido a la escasa conductibilidad térmica de las capas superiores, permanece caliente; durante los últimos mil millones de años la temperatura de este subsuelo aumentó aproximadamente en 200° C. En la parte superior de la Tierra, dentro de la zona de emergencia calorífica, en el transcurso de los últimos 1—2 mil millones de años la temperatura va disminuyendo con lentitud, aproximadamente en 100° C cada mil millones de años. La zona de reflujo calorífico se esparce progresivamente hacia adentro de la Tierra, pero, según supone Liubímova, es capaz de alcanzar su centro sólo dentro de 10 mil millones de años. Así pues, a pesar de la mengua constante de los radioelementos, el enfriamiento total de la Tierra todavía no se ha logrado.

Entre tanto de las curvas de distribución de las temperaturas en el interior de la Tierra confeccionadas por E. A. Liubímova, así co-

mo también de las consideraciones de V. S. Safrónov se deduce que como resultado del calentamiento de la Tierra a las profundidades de 100—700 km se puede haber engendrado una capa fundida, o sea, una franja de diferenciación; hecho que origina la aparición aquí de los focos volcánicos. De esta forma, E. A. Liubímova, renunciando a la posibilidad de una fusión total de la Tierra, reconoce su fusión parcial. También considera que el calentamiento secular de las entrañas profundas debiera causar cierta expansión de las partes interiores de la Tierra a la par que sus capas exteriores experimentan el enfriamiento.

Los cálculos de E. A. Liubímova son los más detenidamente argumentados entre los existentes en la literatura mundial; sin embargo se deben tomar con gran cautela. Los valores de la temperatura inicial de la Tierra, la distribución de la termoconductibilidad en función de la profundidad, el contenido de los elementos radiactivos en la envoltura, el tiempo de formación de la corteza (disminuido palmariamente) y otros planteados por E. A. Liubimova, son muy convencionales. Mucho depende de las nociones respecto a la composición del núcleo (E. A. Liubímova parte de la hipótesis de un núcleo metalizado, actualmente menos verosímil).

Todo lo expuesto nos da pie para aceptar en las conclusiones de E. A. Liubímova sólo el aspecto de principio, que traza la tendencia fundamental del proceso, que consiste en el calentamiento general de las entrañas de la Tierra, reconocido por la mayoría de los investigadores, y seguido a continuación por el enfriamiento, partiendo de las capas superiores. En lo que atañe al desarrollo concreto de este proceso, puede diferir de modo ostensible del cuadro pintado por E. A. Liubímova y otros investigadores.

Por lo visto, permanece en vigor la conclusión hecha por V. A. Magnitski (1965) acerca de que «para juzgar sobre la historia térmica real de la Tierra, claro está que todavía nos falta información y actualmente tenemos que limitarnos sólo a la valoración cualitativa, en esencia, a distintos esquemas de desarrollo de la Tierra».

En cuanto a los estadios iniciales de desarrollo de nuestro planeta, en la primera edición del presente libro fueron aducidas las especulaciones de G. V. Boitkévich (1961) referentes a dicha cuestión. Es curioso que a conclusiones más o menos afines ha llegado el geofísico norteamericano F. Birch (1966); Ambos científicos datan la formación del acopio primitivo de sustania meteórica, que dio origen a nuestro planeta, en 5 mil millones de años. Más tarde, atendiendo distintas consideraciones, esta cifra fue precisada hasta 4,6 mil millones de años. Esta acumulación originaria inicialmente tenía una temperatura del orden de 1000° C, es decir, inferior al punto de fusión; era, consecuentemente, «templada y no caliente» (F. Berch). Luego, entre los 5,0 y 4,5 mil millones de años tuvo lugar el período de calentamiento con relativa rapidez debido a la desintegración radiactiva, a la compresión gravitacional y, posiblemente, a la fricción de marea (ejercida por la Luna, que en aquel entonces se hallaba

a una distancia mucho menor que hoy en día, según Berch[1])). El calentamiento produjo, como señala Berch, la fusión completa del hierro y la formación del núcleo hace cerca de 4,5 mil millones de años, lo que iba acompañado de un desprendimiento de la cantidad suplementaria de calor (cerca de 600 cal/g) y causó el derretimiento de la parte fusible de la envoltura silícica, o sea, del manto, y el ascenso de esta fracción, formándose el manto superior que concentró los radioelementos. G. V. Voitkévich acepta la hipótesis del núcleo metalizado, suponiendo que éste último se formó en concordancia con los cálculos de Ramsay al alcanzar la masa de la Tierra la magnitud de 0,8 de la masa actual. Además, él considera que «el rápido proceso de calentamiento engendró la diferenciación que afectó la mayor parte del volumen de la Tierra». Este principal período de diferenciación de la materia de la Tierra, que llevó a la formación del manto superior y asimismo, probablemente, del volumen básico de la hidroesfera y atmósfera se data por F. Berch en 4,5—3,5 mil millones de años. Desde hace 3,5 mil millones de años empiezan a segregarse del manto superior las rocas constituyentes de la corteza terrestre. Se concibe, sin embargo, que este proceso pudiera haberse originado con anterioridad, ya que las rocas con edad de 3,5 mil millones de años están comprendidas de la parte inierior de la segunda capa de la corteza continental y son integradas por granitos gnéisicos. Es por esto que quizas la tercera capa de los núcleos continentales, denominada basáltica, o sea, cratones (plataformas antiguas), se formó justamente durante un período de 4,5—4,0 mil millones de años.

El proceso de formación de la corteza terrestre, más exactamente. de su capa basáltica, es considerado en la geoquímica moderna como emergencia de los componentes más fusibles, enriquecidos con ácido silícico y álcalis, desde el interior del manto superior. El modelo más real de dicho proceso es el de *fusión en zonas*, elaborado por A. P. Vinográdov y confirmado por él experimentalmente.

En los experimentos correspondientes una barra cilíndrica confeccionada de condrito (sustancia del meteorito lapídeo) triturada y después comprimida, se sometió al calentamiento en una zona estrecha hasta que se lograra su fusión, desplazando sucesivamente el calentador en una dirección a lo largo del cilindro. Al finalizar este proceso, reiterado muchas veces, en uno de los extremos del cilindro (hacia el que se desplazaba el calentador) se concentró la fase de fácil fusión y en el opuesto, la poco fusible. La primera correspondió, atendiendo a su composición y estructura, al vidrio basáltico y la segunda, a la roca de olivino, dunita. Interpretando los resultados de los experimentos realizados, A. P. Vinográdov opina que éstos permiten plantear la formación de la corteza terrestre como producto de la segregación de la sustancia primitiva de la envoltura, cuya

---

[1]) Esta conclusión es discutible, puesto que el estudio del tamaño de las construcciones estromatolíticas-bacterianas de la zona de mareas ascendentes y bajas evidencia que las mareas del precámbrico inicial eran escasas.

composición es parecida a la de los meteoritos lapídeos, y considerar la capa superior actual del manto, compuesta lo más probable de dunitas, como un material que resta después de la fusión de la corteza.

En lo que se concierne al origen del núcleo, en los últimos años, además de la opinión habitual, según la cual, el núcleo es producto de la diferenciación de la sustancia terrestre, originariamente más o menos homogénea, que se operó en la etapa inicial de la evolución de la Tierra (planteamiento ya examinado), se ha esbozado un punto de vista fundamentalmente distinto en principio. Así, A. P. Vinográdov (conferencia del Congreso Geoquímico Internacional de Moscú en verano del 1971) expresó la suposición de que el núcleo se originó al comenzar la condensación de una nube protoplanetaria, formada de partículas; cuya composición es análoga a la de los meteoritos férreos, y luego, al bajar la temperatura de la nube, encima de ésta última se asentaron otras partículas, de la misma composición que los meteoritos lapídeos. Por consiguiente, se admite la formación por separado del núcleo y del manto, pero esto no exceptúa, según el parecer de A. P. Vinográdov, la diferenciación posterior en la frontera núcleo—manto.

De un modo u otro, se concibe como sumamente verosímil que el proceso de diferenciación de la Tierra en envolturas no concluyó en la etapa pregeológica del desarrollo de la Tierra, a despecho de las hipótesis cosmogónicas antiguas, sino que se extendió a toda su historia geológica. No obstante, la velocidad de este proceso fue máxima en las primeras epocas del desarrollo de la Tierra y disminuyó esencialmente después del precámbrico inicial, es decir, luego de 2,5 mil millones de años. Desde hace 4—3,5 mil millones de años tiene lugar la activa formación de las capas superiores de la corteza, «granítica» y sedimentaria, interaccionando ya los procesos profundos con los superficiales durante el proceso de transformación de la capa basáltica de la corteza, a expensas de la energía solar con la participación de la hidroesfera y atmósfera (V. I. Lébedev y V. M. Sinitsin).

Bibliografía

Артемьев М. Е., Артюшков Е. В. Изостазия и тектоника. «Геотектоника», 1967, № 5. (*Artémiev M. E., Artiushkov E. V.* Isostasia y tectónica.)

Артемьев М. Е. Некоторые особенности глубинного строения впадин средиземноморского типа по данным об изостатических аномалиях силы тяжести. Бюлл. МОИП, отд. геол., 1971, вып. 4. (*Artémiev M. E.* Algunas singularidades de la constitucion de profundidad de las depresiones de tipo mediterráneo en base a datos referentes a las anomalías isostáticas de la fuerza de gravedad.)

Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. М., изд-во «Наука», 1966. (*Beloúsov V. V.* La corteza terrestre y el manto superior de los continentes.)

Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия океанов. М., изд-во «Наука». 1968. (*Beloúsov V. V.* La corteza terrestre y el manto superior de los océanos.)

Беляевский Н. А. Связь геологических структур с глубинным строением земной коры (по сейсмическим данным). Бюлл. МОИП, отд. геол., вып. 2, 1969. (*Beliaevski N. A.* Enlace de las estructuras geológicas con la constitución de profundidad de la corteza terrestre (en base a datos sísmicos).

Беляевский Н. А., Борисов А. А., Вольвовский И. С., Щукин Ю. К. Строение земной коры территории СССР и омывающих морей по опорным сечениям. «Геотектоника», 1970, № 2. (*Beliaevski N. A., Borísov A. A., Volvovski I. S., Schukin Yu. K.* Constitución de la corteza terrestre del territorio de la URSS y de los mares que lo bañan, según las secciones de apoyo.)

Берч Ф. Обзор некоторых теорий термальной истории Земли. Изв. АН СССР, сер. геол., 1966, № 1. (*Birch F.* Revista de algunas teorías de la historia termal de la Tierra.)

Борисов А. А. Глубинное строение территории СССР. М., изд-во «Недра», 1968. (*Borísov A. A.*, Estructura de profundidad del territorio de la URSS.)

Виноградов А. П. Происхождение оболочек Земли. Изв. АН СССР, сер. геол., 1962, № 11. (*Vinográdov A. P.* Procedencia de las envolturas de la Tierra.)

Войткевич Г. В. Проблемы радиогеологии. М., Госгеолтехиздат, 1961. (*Voitkévich G. V.* Problemas de radiogeología).

Грин Дж. Х. [и др.] Петрология верхней мантии. М., изд-во «Мир», 1968. (*Grin J. H.* [y otros]. Petrología del manto superior.)

Деменицкая Р. М. Земная кора и мантия. М., изд-во «Недра», 1967. (*Demenítskaia R. M.* La corteza terrestre y el manto.)

Косминская И. П. Метод глубинного сейсмического зондирования земной коры и верхов мантии. М., изд-во «Наука», 1968. (*Kosmínskaia I. P.* Método del sondeo sísmico profundo de la corteza terrestre y de la parte superior del manto.)

Любимова Е. А. Термика Земли и Луны. М., изд-во «Наука», 1968. (*Liubímova E. A.* Térmica de la Tierra y de la Luna.)

Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. М., изд-во «Недра», 1965. (*Magnítski V. A.* Constitución interior y la física de la Tierra.)

Магницкий В. А. Слой низких скоростей верхней мантии Земли. М., изд-во «Наука», 1968. *Magnitski V. A.* Capa de bajas velocidades del manto superior de la Tierra.)

Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Глубинная структура земной коры и её эволюция в ходе геологической истории. В кн. «Строение и развитие земной коры» М., изд-во «Наука», 1964. (*Milanovski E. E., Jain V. E.* Estructura profunda de la corteza terrestre y su evolución en la marcha de la historia geológica.)

Сафронов В. С. Эволюция допланетного облака и образование земли и планет. М., изд-во «Наука», 1969. (*Safrónov V. S.* Evolución de la nube antecedente a los planetas y la formación de la Tierra y de los planetas.)

Сафронов В. С. Начальное состояние Земли и некоторые черты её эволюции. Изв. АН СССР, сер. «Физика Земли», 1972, № 7. (*Safrónov V. S.* Estado inicial de la Tierra y algunos rasgos de su evolución.)

Capítulo III

Elementos estructurales fundamentales de la litosfera y tipos de movimientos tectónicos

§ 1. Principales tipos de estructuras tectónicas

En la geotectónica el término «estructura tectónica» tiene un sentido doble. Por una parte, en el singular se utiliza sólo como el concepto de la constitución de determinada región o de la corteza terrestre en su conjunto. *Por estructura de la corteza terrestre se sobreentiende la distribución irregular, en la corteza, de las rocas de diversa composición, procedencia y edad*, es decir, se sobreentienden las diferentes condiciones de yacimiento existentes en distintos puntos de las formaciones de igual edad y origen, en particular, la posición hipsométrica y la inclinación variadas de las capas sedimentarias de depositación originaria horizontal o casi horizontal y de un mismo nivel (dicho estado inicial se denomina *estructura estratiforme*), así como también las penetraciones multiformes de los cuerpos magmáticos esparcidos en las pilas de sedimentos. Así, al tomar como ejemplo el territorio europeo de la URSS, en las extensas franjas de Carelia y de la península de Kola las rocas predominantes son gneises, granitos antiguos, precámbricos, esquistos cristalinos y metamórficos; éstos últimos se caracterizan por un buzamiento abrupto, participando en plegamiento tensado; en las regiones centrales de la planicie Rusa dichas rocas se insinúan a gran profundidad, recubriéndose por una capa de sedimentos de las edades paleozoica, mesozoica que yacen en posición casi horizontal; en los Urales y en la cuenca del río Don, el espesor de las sedimentaciones paleozoicas se acrecienta bruscamente y éstas suelen estar fuertemente perturbadas, arrugadas en pliegues, quebradas por rupturas, al mismo tiempo que las capas mesozoicas y cenozoicas perduran en su disposición de declive suave; por último ,en los Cárpatos, Crimea y el Cáucaso incluso estos depósitos más jóvenes son incorporados en el plegamiento y perturbados por numerosas fracturas.

El estudio geológico de la superficie de la Tierra mostró que esta irregularidad aparente en la distribución y la diversidad de las condiciones en que yacen las rocas distan mucho de ser desordenadas y, lo que es fácil ver, obedecen a ciertas leyes, las primeras de las

cuales fueron esbozadas ya a finales del siglo XVIII por Pallas y de Saussure, quienes señalaron la constitución zonal correcta de los cordones montañosos. Las combinaciones de determinados carácteres de la estructura de la corteza y las de condiciones en que yacen las rocas constituyentes se repiten en distintos tramos de la superficie terrestre, así como en las rocas de edad variada, y determinan la posibilidad y necesidad de destacar diferentes tipos de estructura tectónica. Así pues, aparece *la segunda comprensión del término «estructura tectónica» como porciones concretas, separadas más o menos unas de otras, de la corteza terrestre que difieren de las porciones contiguas en una combinación determinada de la composición y de las condiciones en que yacen las rocas que las constituyen*; a su vez estas diferencias reflejan la especificidad de la historia de los movimientos corticales y la de los procesos relacionados con éstos, los de magmatismo, metamorfismo, depósito sedimentario y denudación, es decir, las singularidades del comportamiento tectónico o, como se dice, del *régimen tectónico* propias del período de formación de una forma estructural dada.

Debemos confesar que la aplicación del término «estructura tectónica» bajo este último concepto no es estricto del todo, lo que ya fue denotado por A. N. Zavaritski y algunos otros investigadores. Es obvio que sería más exacto hablar de los elementos estructurales de la corteza terrestre (litosfera), de las formas de la estructura tectónica. No obstante, la expresión de *estructuras tectónicas* resulta ser más breve y figura de una manera estable en el léxico geológico. Es por esto que en lo sucesivo se va a utilizar a la par con sus sinónimos más estrictos.

Las estructuras tectónicas son sumamente variadas, atendiendo a su escala: de las grandiosas, que abarcan continentes y océanos enteros, a los pliegues y fracturas minúsculos, que se observan en terrenos aislados o tan sólo en los schliffs examinados con el microscopio. Es necesario descifrar esta diversidad de las estructuras y trazar cierta sistematización de éstas.

El primer paso en esta dirección es la división de las estructuras tectónicas en dos clases principales: *estructuras de profundidad* (E. Argand, A. V. Peive) y *estructuras corticales*. Las estructuras de profundidad abarcan las entrañas no sólo de la corteza terrestre, sino también del manto superior, y de esta manera resulta que son elementos estructurales de toda la litosfera en tanto que las más grandes de éstas engloban asimismo toda la tectosfera. Como existe cierta correlación entre el área (o extensión, para las fracturas) de una estructura y su profundidad de situación, las estructuras de profundidad poseen dimensiones considerables en tres o, a lo menos, en dos medidas y, por consiguiente, grandes volúmenes. Además, las estructuras de esta clase encuentran reflejo inmediato en el relieve de la Tierra, siendo al mismo tiempo los elementos más importantes de la morfotextura (según I. P. Guerásimov) de la superficie terrestre. Por otra parte, a éstas les corresponden, lo cual es de suma importancia, de-

terminados tipos constitutivos de la corteza terrestre (destacados por los geofísicos) y las correlaciones del relieve de sus capas (véase el cap. II). Las estructuras de profundidad se distinguen no solo por tener grandes proporciones, sino también por lo larga que es la duración de su desarrollo, que como regla general no es menor de unas cuantas decenas de millones de años en tanto que las más grandes son de hasta muchas centenas e incluso más que mil millones de años. La cinemática actual de las estructuras de profundidad es caracterizada por el grado de intensidad y el contraste de los movimientos tectónicos a que se someten, mientras que su potencial energético, por la magnitud de las anomalías isostáticas, que determinan el grado del desequilibrio gravitacional y por la cantidad del flujo calorífico.

Las estructuras de profundidad a su vez se pueden dividir, atendiendo a sus dimensiones y duración de desarrollo, en varios órdenes.

Las estructuras tectónicas de profundidad, elementos estructurales del primer orden en la litosfera, son los continentes y océanos.

En el capítulo anterior ya se han hecho notar las distinciones radicales de los tipos continental y oceánico que constituyen la corteza terrestre. Recordemos que éstas estriban en que no existe capa granítica bajo los océanos, en el espesor reducido de la capa basáltica y en la disposición de poca profundidad de la superficie Mohorovicic. Ciertos datos evidencian con suficiente grado de confianza, que las «raíces» de dichas estructuras enormes se internan a gran profundidad en el manto de la Tierra.

Ante todo, los océanos, al menos el más grande de ellos, el Pacífico, están separados de los continentes por zonas de fallas sobreprofundizadas situadas a una profundidad de hasta 700 km (a juzgar por los sismos ocurridos en dichas zonas). Además, la composición lávica del volcanismo oceánico difiere de la del volcanismo continental por tener basaltos primitivos, pobres en potasio, tholeiítas. Ya que los focos de dicho volcanismo se hallan bajo la superficie de Mohorivicic (a una profundidad del orden de 60—150 km), es de suponer que la composición de la parte superior del manto yacente bajo los océanos es algo diferente a la existente bajo los continentes. Por último, la capa astenosférica yace bajo los océanos a una profundidad de 50—60 km y menos; mientras que bajo los continentes está a más de 100—120 km, y tiene aquí un espesor mucho más grande, de 300 km, en comparación con los 150 km de la parte continental. Así pues, los continentes y océanos son estructuras de toda la tectosfera en conjunto.

Hablando de las distinciones radicales de los continentes y de los océanos, se debe recordar que se tienen en cuenta los continentes y océanos no en el sentido físico-geográfico, sino en el geofísico. El área de los continentes en el último sentido es mayor que en el sentido geográfico, puesto que los mares del shelf y el talud continental también poseen constitución cortical de continente (véase la fig. 1). La frontera entre los continentes y los océanos se debe trazar

terminados tipos constitutivos de la corteza terrestre (destacados por los geofísicos) y las correlaciones del relieve de sus capas (véase el cap. II). Las estructuras de profundidad se distinguen no solo por tener grandes proporciones, sino también por lo larga que es la duración de su desarrollo, que como regla general no es menor de unas cuantas decenas de millones de años en tanto que las más grandes son de hasta muchas centenas e incluso más que mil millones de años. La cinemática actual de las estructuras de profundidad es caracterizada por el grado de intensidad y el contraste de los movimientos tectónicos a que se someten, mientras que su potencial energético, por la magnitud de las anomalías isostáticas, que determinan el grado del desequilibrio gravitacional y por la cantidad del flujo calorífico.

Las estructuras de profundidad a su vez se pueden dividir, atendiendo a sus dimensiones y duración de desarrollo, en varios órdenes.

Las estructuras tectónicas de profundidad, elementos estructurales del primer orden en la litosfera, son los continentes y océanos.

En el capítulo anterior ya se han hecho notar las distinciones radicales de los tipos continental y oceánico que constituyen la corteza terrestre. Recordemos que éstas estriban en que no existe capa granítica bajo los océanos, en el espesor reducido de la capa basáltica y en la disposición de poca profundidad de la superficie Mohorovicic. Ciertos datos evidencian con suficiente grado de confianza, que las «raíces» de dichas estructuras enormes se internan a gran profundidad en el manto de la Tierra.

Ante todo, los océanos, al menos el más grande de ellos, el Pacífico, están separados de los continentes por zonas de fallas sobreprofundizadas situadas a una profundidad de hasta 700 km (a juzgar por los sismos ocurridos en dichas zonas). Además, la composición lávica del volcanismo oceánico difiere de la del volcanismo continental por tener basaltos primitivos, pobres en potasio, tholeiítas. Ya que los focos de dicho volcanismo se hallan bajo la superficie de Mohorivicic (a una profundidad del orden de 60—150 km), es de suponer que la composición de la parte superior del manto yacente bajo los océanos es algo diferente a la existente bajo los continentes. Por último, la capa astenosférica yace bajo los océanos a una profundidad de 50—60 km y menos; mientras que bajo los continentes está a más de 100—120 km, y tiene aquí un espesor mucho más grande, de 300 km, en comparación con los 150 km de la parte continental. Así pues, los continentes y océanos son estructuras de toda la tectosfera en conjunto.

Hablando de las distinciones radicales de los continentes y de los océanos, se debe recordar que se tienen en cuenta los continentes y océanos no en el sentido físico-geográfico, sino en el geofísico. El área de los continentes en el último sentido es mayor que en el sentido geográfico, puesto que los mares del shelf y el talud continental también poseen constitución cortical de continente (véase la fig. 1). La frontera entre los continentes y los océanos se debe trazar

a lo largo del muro del talud continental, es decir, según la isóbata de 2 000—2 500 m. En algunos tramos los continentes confinan inmediatamente con los océanos, en otros se separan de ellos por las fajas de mares marginales (mar de Ojotsk, Caribe y otros) y los arcos insulares, que se especifican con tipos intermedios de constitución cortical (véase la fig. 3).

A la luz de los nuevos datos debemos hacer una reserva más. Ultimamente, dentro de los límites de los continentes y sus regiones periféricas se descubren cada vez más las cavidades, en cuya parte central la capa granítica bruscamente se adelgaza o incluso se acuña, lo que, empero, se compensa, a lo menos parcialmente, por el engrosamiento de la capa sedimentaria (hasta 15—20 km). Semejante constitución se descubrió en el mar Negro, en la depresión Precaspiana, en la parte meridional del mar Caspio, en las cuencas de aguas profundas del Mediterráneo, en el golfo de México; asimismo se supone para los mares de Barentz y del Norte, para la depresión llana de Alemania Septentrional y otros. Aunque en tal caso se registra corrientemente también un adelgazamiento general de la corteza de hasta 30 km, el espesor de la corteza aquí, sin embargo, supera varias veces al de los océanos. Es precisamente por esto por lo que este tipo constitutivo de la corteza se denomina *suboceánico*; también éste es propio de los mares marginales de las fajas geosinclinales contemporáneas (véase más adelante).

De un modo análogo en medio de los océanos son establecidos o supuestos tramos aislados donde la corteza es de un tipo próximo al continental, es decir, de suficiente espesor y con capa granítica; los geofísicos les dieron el nombre de *microcontinentes*. Tales microcontinentes son: en el océano Glacial Artico, la meseta de los Chukchis y la dorsal subácuea Lomonósov; en el océano Indico, la isla de Madagascar con sus prolongaciones subácueas septentrional y meridional, incluyendo las islas Seychelles, así como la cordillera de Australia Occidental; en el océano Pacífico la meseta submarina de Nueva Zelandia.

La existencia de microcontinentes dentro de los límites de los océanos y la de depresiones con corteza suboceánica en las márgenes de los continentes, complican por cierto el cuadro general de división de la corteza en oceánica y continental, aunque a pesar de todo no pueden limar los grandes contrastes constitutivos existente entre los océanos y los continentes.

El escalón siguiente en la clasificación de las estructuras tectónicas profundas, denominadas *elementos estructurales de segundo orden, se integra en base a fajas activas (móviles) y bloques (placas) estables (plácidas)*. A las primeras pertenecen ante todo las *fajas geosinclinales* y a las segundas, las *plataformas* (cratones). Las diferencias entre las fajas geosinclinales y plataformas fueron registradas por primera vez a mediados del siglo XIX. Fue establecido que los geosinclinales en etapas iniciales de su desarrollo se caracterizan por un hundimiento considerable, reflejado en los grandes espesores de los estratos

sedimentarios. Durante el período final este hundimiento se sustituye por los alzamientos, o sea, la orogénesis y el plegamiento, lo que da como resultado el engendramiento de las zonas orogénicas en el lugar de las fajas geosinclinales. Los cratones, al contrario, se distinguen por tener hundimientos y levantamientos de poca amplitud, sedimentaciones de escasa potencia, débiles manifestaciones de plegamiento, y un modelado suave. Más tarde, dicha característica de los geosinclinales y cratones fue precisada y, además, se hizo evidente que los geosinclinales y las plataformas no son los únicos representantes de las zonas activas y estables de la corteza terrestre. Los tectonistas soviéticos destacaron un tipo especial de zonas activas: las orogénicas, de cuyo ejemplo puede servir el cinturón montañoso del Asia Central (Tian-Shan, Sayanes y otros). Este tipo de zonas activas se distingue por la falta de la etapa de hundimiento primitivo en el proceso de su desarrollo; por eso recibió el nombre del tipo de epiplataforma de las zonas orogénicas en contraposición al tipo «normal», epigeosinclinal, por cuanto las zonas orogénicas de este género surgen en el sitio de los terrenos que se habían desarrollado durante un lapso de tiempo bastante largo bajo el régimen de plataforma. Por fin, en el último decenio se ha esbozado un nuevo tipo de zonas orogénicas: las dorsales oceánicas como las del Atlántico, del Indico y del Pacífico Oriental, singularizadas por un volcanismo activo, la sismicidad y por su relieve bruscamente accidentado en comparación con las franjas del fondo oceánico que las rodean.

En cuanto a los bloques estables, aparte de las plataformas continentales habituales, a éstos pertenecen las plataformas oceánicas, que ocupan un área no menor y representan en sí terrenos del fondo oceánico relativamente llanos, de débil vulcanismo y asísmicos.

De esta manera, existen cuatro tipos de zonas activas: *geosinclinales* (periférico-continentales o intercontinentales), *orogénicas epigeosinclinales, de epiplataforma* (intracontinentales), *centrooceánicas* (dorsales de los oceános) y dos tipos de terrenos estables: *plataformas continentales y plataformas oceánicas.* Con todo esto, las plataformas continentales, como formando los núcleos de los continentes, son integradas por zonas activas geosinclinales y geoanticlinales intracontinentales; las plataformas oceánicas y las fajas activas centrooceánicas en conjunto componen los océanos, mientras que las zonas activas geosinclinales periférico-continentales forman por sí zonas de transición entre los continentes y los océanos (fig. 6).

Los tipos normales, señalados anteriormente, de constitución de la corteza terrestre (oceánico y continental), corresponden a las plataformas oceánicas y continentales, respectivamente. Un rasgo general tanto de unas como de otras es el estado próximo al equilibrio isostático (las anomalías isostáticas no son mayores de ± 50 mgl). Otro rasgo común de ellas es un relieve llano con nivel medio del orden de $+0{,}5$ km para las plataformas continentales y de $-4{,}5$ km para las oceánicas. Un relieve parecido es propio del muro de la corteza, esto es de la superficie M, y del techo de la astenosfera. De

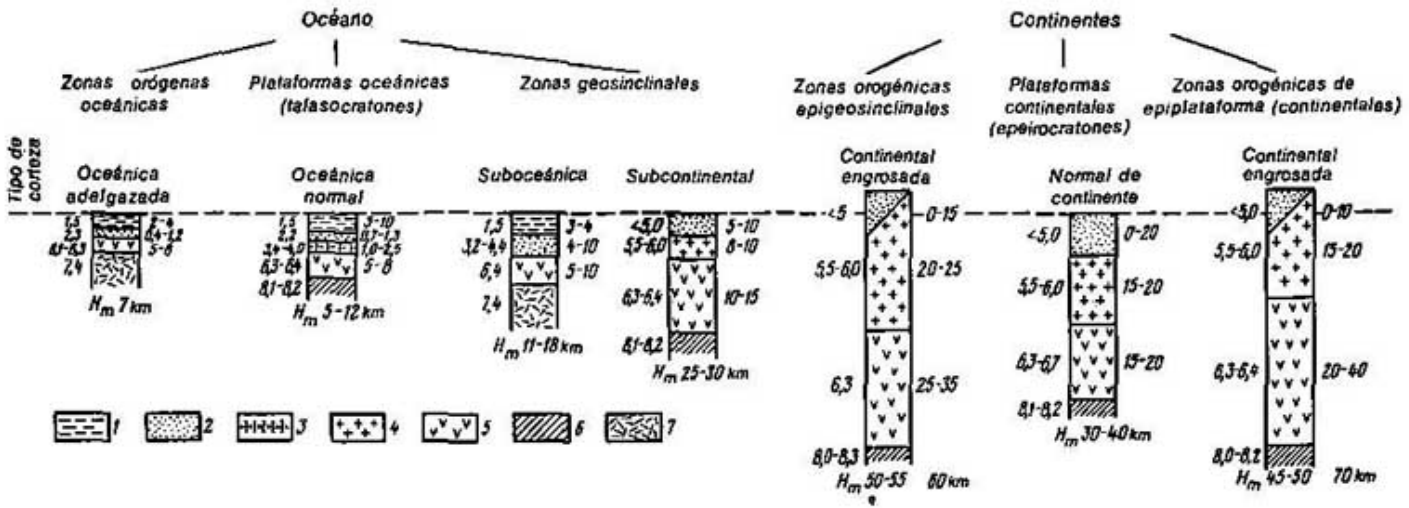


Fig. 6. Elementos estructurales principales de la litosfera y la constitución profunda de éstos. Los bloques estables (placas) son destacados por línea punteada; las zonas activas, por líneas onduladas

1 — capa de agua; *2* — rocas sedimentarias; *3* — segunda capa de la corteza oceánica; *4* — capa «granítica»; *5* — capa «basáltica»; *6* — manto; *7* — manto rarificado; se puede registrar tanto bajo los arcos insulares como bajo los orogenos de epiplataforma. Las cifras a la izquierda de la columna corresponden a la velocidad de las ondas sísmicas longitudinales; las de la derecha, a las potencias de los estratos

tal manera, son verdaderas placas de la corteza y de la litosfera, gruesas cuando son continentales y delgadas en el caso de que sean oceánicas. Los contornos de los bloques estables son próximos a los isométricos.

Las zonas activas, por el contrario, se caracterizan por la linealidad; están ligadas de un modo orgánico a las fallas profundas de extraordinaria extensión y de la misma dirección que tiene el rumbo general de la zona. En las plataformas las fallas son menos patentes, sobre todo en la cobertera sedimentaria; las fallas en diferentes direcciones son aproximadamente equitativas. En el aspecto geofísico las zonas activas son anómalas: el espesor de la corteza terrestre en ellas disminuye bruscamente (fosas oceánicas de las fajas activas geosinclinales o, con más frecuencia, aumenta; la potencia alcanza su magnitud máxima (70—75 km) en las zonas activas orogénicas. En las zonas orogénicas oceánicas y en una sucesión de tramos de las zonas orogénicas epigeosinclinales y de epiplataforma, corrientemente en las complicadas por grandes «graben-rifts» (véase el cap. X), durante los últimos años fue registrada la reducción de la potencia normal de la corteza oceánica o continental, respectivamente. Desde el punto de vista de la isostasia, es como si dicha merma se compensase, perdiendo compactación en la parte superior del manto (v_p = = 7,4—7,7 km/s) y van formándose protuberancias en la capa astenosférica. Un fenómeno análogo es típico de los arcos insulares volcanógenos del tipo de las Kuriles, es decir, de las zonas de elevaciones interiores de las franjas geosinclinales. Pero en su conjunto las zonas activas salen de un modo ostensible del cuadro general de la isostasia más o menos equilibrada de la corteza terrestre (las anomalías son de hasta 150—200 mgl). Como señalamos en el cap. II, los movimientos tectónicos acaecidos dentro de los límites de estas zonas, como regla general, tienen un sentido antiisostático.

El relieve en las zonas activas manifiesta, respecto a los niveles medios de las plataformas especificados anteriormente, patentes desviaciones, de hasta +9 y —11 km respecto al nivel oceánico. En las costas de América del Sur o de las islas Filipinas en una distancia de 150—200 km las cotas varían entre 14 y 15 km. El hecho de que en las zonas activas se observe una oscilación no menos brusca de la potencia y de la constitución de la corteza terrestre, muestra que las estructuras tectónicas de segundo orden afectan toda la corteza terrestre. La penetración de las rocas ultrabásicas, características para el manto superior, a lo largo de los planos de las fallas profundas, conjugadas con el desarrollo de las zonas activas geosinclinales y oceánicas, testimonia que estas estructuras encuentran reflejo en el manto superior. Lo mismo es evidenciado por el confinamiento de los sismos de foco profundo, que se originan en el manto, a las zonas activas. Hablando en general, casi toda la actividad sísmica y volcánica de la Tierra está concentrada en las zonas activas, aunque las plataformas de ninguna manera se puede considerar asísmicas y avolcánicas. La distribución de los sismos actuales (fig. 7) pone bien

de manifiesto el contraste existente entre las zonas activas y las placas estables litosféricas que las separan.

Para las estructuras profundas de segundo orden, ante todo, para las zonas orogénicas geosinclinales y epigeosinclinales y las plataformas continentales, estudiadas más a fondo, se ha establecido una división en elementos estructurales de orden inferior, o sea, de tercer orden. En las franjas geosinclinales éstos son los *sistemas geosinclinales* (por ejemplo: Cáucaso Mayor, Cáucaso Menor, Tian-Shan,

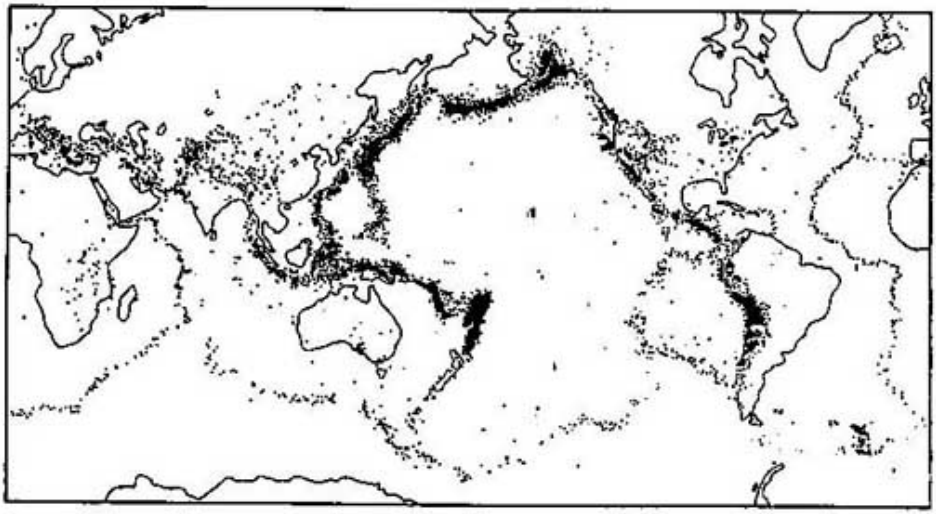


Fig. 7. Distribución de los epicentros de terremotos para el período 1961—1967 (según M. Barazangi y J. Dorman, en la obra de J. Isacks y otros)
Merece atención el confinamiento de los terremotos a las zonas sísmicas grandes, pero estrechas, las cuales contornean a los bloques asísmicos corticales, en cuyos límites se registran sólo focos dispersos aislados

Sikhota Alin, Sayan Oriental) y los *macizos medianos* (por ejemplo: Transcaucásico, de Janka, Kolimá); en las zonas orogénicas epigeosinclinales lo son los *sistemas plegados*, las *antefosas y depresiones entre cordilleras y precordilleranas*. En las plataformas de estructuras positivas de tercer orden sirven los *escudos* y en las estructuras negativas, las *placas*. Los elementos estructurales profundos de tercer orden se subdividen en estructuras de cuarto orden. De forma semejante los sistemas geosinclinales son integrados por depresiones y elevaciones aisladas, denominadas intrageosinclinales y geoanticlinales; los sistemas plegados constan de los anticlinorios y sinclinorios y las placas de plataformas, de las sineclisas y anteclisas, etc. El relieve de la superficie M, el cambio del espesor y de la constitución de la corteza ponen de manifiesto que, tanto las estructuras de tercer como las de cuarto orden, realmente son de profundidad debido a que afectan toda la corteza y se reflejan, según los datos del SSP en el

relieve de su muro[1]). Las estructuras geosinclinales de los tercero y cuarto órdenes son delimitadas por fallas profundas, lo que también testimonia su disposición profunda.

Presumiblemente, con las estructuras de cuarto orden concluye la sucesión de las estructuras profundas de carácter tectónico, constituídas con la participación, como mínimo, de toda la corteza terrestre. Además, las estructuras de los dos primeros órdenes abarcan toda la tectosfera o la mayor parte de su espesor y, atendiendo al área, son *globales* (o *planetarias*): las raíces de los continentes y de los océanos se hunden por lo visto bajo la astenosfera, en la capa de Golitsin; las raíces de las zonas activas se encuentran en la astenosfera, alcanzando su muro. Las estructuras de los órdenes tercero y cuarto no se profundizan más abajo del muro de la litosfera, finalizando en la parte superior del manto; consiguientemente, atendiendo a la profundidad de su yacimiento, podemos llamarlas *litosféricas* y, conforme al área, *regionales*. Una clasificación más detenida de éstas será expuesta en los capítulos especiales, dedicados al análisis de la constitución y del desarrollo de los tipos separados de los dos primeros órdenes (geosinclinales, plataformas, orogenos, océanos), asimismo al final de la parte correspondiente del libro, en donde se halla la tabla que contiene la clasificación general de los elementos estructurales de la corteza terrestre.

La clase de las *estructuras corticales* también está sujeta a una división más fraccionaria. En su composición podemos destacar ante todo la subclase de *estructuras corticales profundas*, que abarcan una gran parte de la corteza. Dicho con propiedad, estas estructuras son de transición a las profundas; entre ellas figuran, por ejemplo, según la opinión de I. G. Klushin y otros, las bóvedas y cavidades, partes integrantes de las anteclisas y sineclisas de plataformas. Otra subclase de las estructuras corticales está constituida por las estructuras que tienen sus raíces hendidas en la capa granito-gnéisica y que se reflejan de un modo pasivo en la cobertera sedimentaria (sobre las estructuras de revestimiento tectónico—en francés «plis de revêtement»—reflejadas, estampadas, en bloques, etc., véase el cap. XI). Las estructuras de esta subclase no tienen nombre determinado y convencionalmente se pueden denominar *intracorticales*. Finalmente, la tercera subclase de las estructuras corticales está formada por las estructuras localizadas por completo dentro de los límites de la capa sedimentaria (manto, cubierta) y no expresadas en el relieve superficial de la corteza consolidada. Estas estructuras con frecuencia, siguiendo a E. Argand, (por A.I. Dzhanelidze, con arreglo al Cáucaso y por S. S. Schults, a Tian-Shan) se denominan *de recubrimiento*

---

[1]) Para las estructuras de plataformas, semejante análisis fue efectuado, teniendo en cuenta datos complementarios, por I. G. Klushin, V. D. Nalivkin y N. V. Shablinskaia. Este análisis ha puesto en claro que las anteclisas y sineclisas son estructuras pertenecientes sólo a la litosfera; sus raíces, por lo visto, no alcanzan la astenosfera.

(en francés, «plis de couverture»), pero con motivo de cierta anfibología del término ruso «покров» (manto de arrastre, o sea, charriage) quizás sería mejor hablar de las estructuras de *cubierta*, traduciendo «couverture» como cubierta (чехол).

Las estructuras corticales por sus dimensiones integran una gama entera de deformaciones disyuntivas y plicativas de distintos órdenes. Convencionalmente se pueden dividir en estructuras *grandes*, de decenas, a veces de más de una centena de kilómetros de longitud; en estructuras *medianas*, de pocas decenas de kilómetros de longitud; en estructuras *pequeñas*, de unos kilómetros de longitud, y en estructuras *diminutas*, de unas cuantas centenas o decenas de metros de longitud o de diámetro de igual cuantía. Las estructuras pequeñas y diminutas son llamadas frecuentemente por los geólogos-petroleros estructuras *locales*.

Las estructuras de origen tectónico de cualquier orden, tanto las de profundidad como las corticales, se subdividen en dos categorías: *suaves* (o *coherentes*) y *disyuntivas*. Las primeras representan en sí encorvaduras de diferentes tamaño y forma, originadas sin discontinuidades de las rocas que las constituyen. Las encorvaduras de tipo cortical se denominan *pliegues* y forman las deformaciones *plegadas*, o *plicativas*: las flexiones de profundidad se pueden llamar, de acuerdo con M.A. Usov, *ondas estructurales* o, según S.S. Schults, *megapliegues*. Tanto las ondas como los pliegues se dividen en formas positivas, o *elevaciones*, y negativas, o *inflexiones*; ambos términos son empleados ampliamente por los geólogos como de uso universal, aplicables a las flexiones de toda escala (pero preferiblemente, a las de profundidad y a las corticales relativamente grandes). No obstante, se denominan habitualmente elevaciones e inflexiones las estructuras lineales u ovaladas, mientras que sus análogas de contornos redondeadas llevan de nombre de *bóvedas y depresiones*.

Las fracturas, que forman el grupo de las deformaciones *disyuntivas*, se subdividen en *fallas de profundidad*, pertenecientes a la categoría de estructuras de profundidad, y en *fracturas corticales*[1]), pertenecientes a las estructuras corticales. Las fallas de profundidad separan en *bloques* la corteza terrestre en tanto que las fracturas comunes la parten en *unidades*, como regla general, de variada constitución.

En el transcurso de un tiempo largo, de casi un siglo, en la geología dominó la convicción de que los modos fundamentales de las deformaciones de la corteza terrestre eran las suaves y plicativas a la vez que las fracturas tenían un carácter subordinado; éstas últimas aparecían como una complicación más tardía de las flexiones plegadas u onduladas. Sólo en los últimos 15—20 años se esbozó una revisión radical de dichos postulados. Esta revisión fue originada por el descubrimiento de las fallas de profundidad y por la valoración justa

[1]) Siguiendo a A. V. Peive, el autor estima que sería razonable reservar la denominación «falla» precisamente para las fallas de profundidad.

de su papel como conmensurable con relación al papel de las flexiones suaves más grandes de la corteza terrestre. De ahí se dedujo que la corteza terrestre en su conjunto tiene una constitución no plegada, como se creía antes (más exactamente, ondulada), sino en bloques y parece ser un mosaico de bloques aislados separados por fallas. Esta conclusión es correcta, pero, al mismo tiempo, unilateral.

En efecto, no es lícito considerar la constitución de la corteza terrestre pura ni preponderantemente en bloques, o con más exactitud, estratificada en bloques, tampoco exclusiva o incluso preponderantemente plegado-ondulada. En su totalidad es *ondulada en bloques*, con todo esto, a diferentes profundidades y en diversos terrenos prevalecen ya las deformaciones plegado-onduladas, ya las en bloques (disyuntivas). La constitución en bloques se patentiza con mayor nitidez en aquellos tramos de la superficie terrestre, despo-

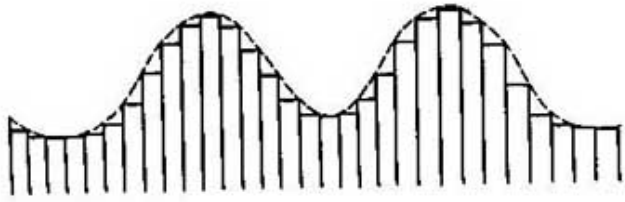


Fig. 8. Esquema de principio de la constitución ondulada en bloques (plicativa en bloques) de la litosfera

jados de la cubierta sedimentaria o que se cubren de sedimentos de poco espesor, por ejemplo, en las vastas extensiones de Africa, en el Asia Central y en el occidente de Australia. Por el contrario, en las zonas activas jóvenes con un potente desarrollo de formaciones sedimentarias no metamorfizadas las fallas del fundamento son camufladas por la estructura de plegamiento complicado del manto sedimentario y se reconocen sólo por indicios indirectos.

La unidad de las deformaciones suaves y disyuntivas se lleva a cabo no sólo en la corteza terrestre en total, sino que en cada estructura cortical tomada por separado (fig. 8). Esta unidad es un reflejo de la unidad dialéctica de la continuidad y de la discontinuidad de los fenómenos, tanto en el tiempo como en el espacio (en particular, en el caso que acabamos de mencionar).

La conjugación de las estructuras disyuntivas y las de contornos suaves están marcadas con suma nitidez en el ejemplo de las zonas activas. El engendramiento y el desarrollo de estas últimas son inconcebibles sin la formación y el desenvolvimiento de las fallas profundas causantes de la fragmentación de la corteza terrestre. Los alzamientos y las inflexiones dentro de las zonas activas están bordeados por fallas, que se desarrollan conjuntamente con ellos.

Las fallas de orden superior determinan el desarrollo de las estructuras suaves de orden inferior. Por otra parte, estas últimas estruc-

turas quedan complicadas por las fracturas de orden aun inferior, supeditadas a las primeras. Mérced a esto en unos casos las fracturas intervienen como estructuras determinantes, guías con respecto a las ondas o los pliegues mientras que en otros, por el contrario, como sujetas a ellos, como secundarias en comparación con las deformaciones suaves. Las condiciones más favorables para el surgimiento y la fijación de las fallas existen en la parte consolidada de la corteza, sobre todo en su capa granítica. El número de las fallas se reduce en la parte superior del manto y sólo unas pocas de ellas atraviesan la astenosfera. De una manera general, precisamente la litosfera resulta ser la capa más friable y es por esto que a veces suele denominarse esclerosfera.

§2. Tipos fundamenales de movimientos tectónicos

Como señalamos anteriormente, como base de la especificación de las estructuras tectónicas de diferentes órdenes, es decir, de base de la diferenciación constitutiva y estructural de distintos tramos de la corteza terrestre, sirven las diversidades de carácter y de intensidad de sus movimientos, que son de naturaleza tectónica.

El problema de la división de los movimientos tectónicos por sus diferentes modalidades, o sea, el problema de clasficación de los movimientos de carácter tectónico, apareció ya en los albores de la ciencia geológica en planteamiento de M. V. Lomonósov, quien lo intentó en esbozar «modos variados del terremoto», incluyendo las oscilaciones «imperceptibles y de larga duración» de la superficie terrestre, que se exteriorizan en el desplazamiento de las líneas costeras de los mares. Además, en sus obras clásicas, que datan de fines del siglo XIX, A. P. Karpinski también señaló que la causa principal de la evolución de los contornos de la tierra firme y del mar sobre el territorio de la placa Rusa actual durante su historia geológica fueron las «oscilaciones ondiformes» de la corteza terrestre. Ya para entonces el geólogo ruso A. D. Osiorski a dichos movimientos les dio el nombre de *oscilatorios*.

Al expirar el siglo XIX el geólogo norteamericano G. K. Gilbert propuso distinguir dos modos principales de movimientos tectónicos: *epirogénicos*, o sea, los que forman los continentes, y *orogénicos*, o sea, los que dan origen a las montañas. Los movimientos epirogénicos de Gilbert, en esencia, corresponden a las «oscilaciones ondiformes» de Karpinski.

Las definiciones de los términos introducidos en la ciencia por Gilbert fueron en lo sucesivo precisadas por el tectonista aleman G. Stille y de esta manera se hicieron de amplio uso en la literatura geológica. Hasta el presente son las más aceptadas en los países occidentales. Stille comprendió como *epirogénesis* los alzamientos lentos y duraderos de las regiones extensas de la superficie terrestre acompañados de transgresiones y regresiones marinas y que no provocan

cambios esenciales de su estructura (se tiene en cuenta la plegada). La orogénesis, según comprende Stille, son los movimientos de corta duración, que se manifiestan sólo de un modo episódico, es decir, de vez en cuando, pero con una intensidad considerable y dentro de un marco de áreas relativamente limitadas; estos movimientos causan una reestructuración radical de los territorios afectados y dan origen a un relieve montañoso dentro de sus confines. Algo antes, el geólogo francés E. Haug propuso considerar orogénicos todos los movimientos acaecidos en los límites de las regiones geosinclinales y epirogénicos, todos los movimientos que ocurren fuera de estos límites.

Por desgracia, la clasificación de los movimientos tectónicos de Gilbert—Stille resultó estar en contradicción con los resultados obtenidos con el desarrollo de la ciencia. Dicha clasificación fue introducida en una época cuando se creía que los montes se formaban como resultado del arrugamiento en pliegues del relleno sedimentario de los geosinclinales, es decir, cuando la orogénesis y el plegamiento se consideraban idénticos. Mientras tanto, se esclareció que el plegamiento con frecuencia no va acompañado de la formación de montes y, viceversa, la orogénesis no lleva consigo la formación de pliegues. La formación de las cordilleras montañosas de epiplataforma, en general, puede proceder sin ser acompañada del plegamiento, a la vez que en las zonas orogénicas epigeosinclinales gran parte del plegamiento precede a la orogénesis. Dicho de otro modo, el plegamiento y la orogénesis son dos procesos dispares y se hallan asociados entre sí por enlaces intrincados. Para designarlos no es suficiente un solo término «orogénesis». Al conservar en el sentido exacto este término, que significa formación de las montañas, lo que es evidentemente racional, necesitamos otro término para denotar el plegamiento[1]).

Stille notó una de las diversidades esenciales entre la orogénesis y la epirogénesis, en que los movimientos orogénicos se patentizan sólo episódicamente, durante fases «orogénicas» cortas y raras. No obstante, fue establecido que la idea de que los pliegues crecen sólo durante tales «fases orogénicas» no es exacta e incluso errónea; en muchos casos se registra un crecimiento prolongado y prácticamente continuo de los pliegues. De esta forma, la clasificación considerada resultó ser vulnerable también en este importantes aspecto.

Desde el punto de vista contemporáneo el término «epirogénesis» es poco satisfactorio en el aspecto de su significación. El proceso de formación de los continentes no es reducible sólo a una elevación general de los tramos correspondientes de la corteza terrestre. Además, surge la necesidad de la introducción del término adecuado para los movimientos de signo opuesto, causantes del hundimiento de las fosas oceánicas. Realmente en la literatura ya se propusieron

---

[1]) Dándose cuenta de esto, Stille llegó sin embargo a la afirmación, paradójica desde el punto de vista semántico, de que las montañas se crean por la epirogénesis y los pliegues, por la orogénesis. (Ya anteriormente esto fue advertido por E. Haug.)

vocablos a este respecto: oceanogénesis, talasogénesis (L. Kober, N. I. Nikoláev). Por último, existen los movimientos que forman las estructuras de orden inferior a los continentes y los océanos, por ejemplo, las plataformas y los geosinclinales, las anteclisas y las sineclisas. Ellos tampoco caben por completo en el concepto clásico de la epirogénesis.

Todas estas insuficiencias y contradicciones internas de la clasificación de Gilbert—Stille determinaron la actitud crítica respecto a ella y condicionaron las tentativas de crear una nueva clasificación, más perfecta, de los movimientos tectónicos.

M. M. Tetiáiev y V. V. Beloúsov idearon la división de los movimientos tectónicos en cuatro tipos: 1) *oscilatorios*, 2) *de plegamiento*, 3) *disyuntivos* y 4) *magmáticos*. A continuación V. V. Beloúsov renunció a la separación de los «movimientos magmáticos» para reducir la clasificación a tres tipos, pero en el reparto de los movimientos oscilatorios fue destacada la subdivisión de las oscilaciones generales. Algo antes V. E. Jain y N. B. Vasoevich intervinieron con la propuesta de dividir, de un modo general, los movimientos oscilatorios en dos tipos independientes: *oscilatorios propiamente dichos* y *ondulatorios*. El primero de estos dos tipos corresponde a las oscilaciones generales de V. V. Beloúsov. La diferencia fundamental existente entre los movimientos oscilatorios y ondulatorios se consideraba en que los primeros se hacen manifiestos coetáneamente y con un mismo signo en vastas áreas que incluyen tanto los geosinclinales como las plataformas, mientras que los otros dan origen y desarrollo simultáneo a las grandes estructuras profundas de signos contrarios, tanto de las elevaciones como de las inflexiones, es decir, son dirigidos. Entre tanto V. E. Jain rehusó de la especificación de los movimientos disyuntivos, señalando que los movimientos ondulatorios, así como los de plegamiento se suelen patentizar en dos formas: suave y disyuntiva. La modalidad disyuntiva de los movimientos ondulatorios aparece como fallas de profundidad. Los movimientos ondulatorios intensivos (macrooscilaciones, según M. M. Tetiáiev) llevan a la formación de montes, es decir, es lícito considerarlos como orogénicos en la acepción propia de este término.

Los movimientos oscilatorios, comprendidos por Tetiáiev—Beloúsov en sentido lato, corresponden a los movimientos epirogénicos de Gilbert—Stille; los movimientos de plegamiento y de disyunción forman parte del concepto de la orogénesis, si éste es interpretado no como formación de las montañas. Conservando los términos epirogénesis y orogénesis, S. Bubnoff los completa con la noción de dictiogénesis, teniendo en cuenta los movimientos a modo de los ondulados de Vasoevich—Jain. Además de M. M. Tetiáev, V. V. Beloúsov y V. E. Jain, otros investigadores soviéticos intervinieron con proposiciones en el dominio de la clasificación de los movimientos tectónicos. Así son las clasificaciones de N. S. Shatski de 1939 y de 1956—1957; la primera de éstas fue publicada sólo como tesis y la segunda, como póstuma en la recolección de las obras escogidas de N. S. Shat-

ski. Una clasificación próxima a la de N. S. Shatski de 1939 fue propuesta en 1949 por M. V. Murátov. Además, una clasificación curiosa fue elaborada por G. D. Azhguirei en 1965—1966. Sin embargo, todas estas clasificaciones no tuvieron suficiente difusión.

Es de importancia, además, señalar que, comparando entre sí las clasificaciones propuestas, podemos ver que en la comprensión de la epirogénesis existe la misma dualidad que en la concepción de la orogénesis. Mientras que unos autores aplican este término a los movimientos comunes de los goesinclinales y de las plataformas (Stille, Bubnoff, Shatski, Azhguirei), otros autores (Murátov siguiendo a Haug) lo reservan para los movimientos que engendran grandes estructuras en el interior de las plataformas.

En la literatura extranjera del segundo cuarto del siglo XX también apareció una corriente, diferente a la de Gilbert—Stille, en la clasificación de los movimientos tectónicos, fundada en una noción distinguida respecto a la subordinación de ellos. Según la interpretación de Stille, adicto a la hipótesis de la contracción, tanto los movimientos epirogénicos como los orogénicos se consideraban como resultado de la compresión lateral de la corteza terrestre, que tiene lugar durante el enfriamiento general de la Tierra; según Stille, la orogénesis se hace manifiesta en las condiciones de una compresión intensiva a la vez que la epirogénesis, en las de una compresión debilitada.

La renuncia a estas concepciones y el reconocimiento del papel rector de los movimientos verticales, vinculados a otras causas, distintas que la compresión de la Tierra, condujeron al geólogo alemán E. Haarmann (1930) y luego al tectonista holandés R. van Bemelen (1933) a la especificación de los movimientos *primarios*, *undaciones* (de ondas), y de los *secundarios*, *ondulaciones* que se derivan de los primeros y son generadores de pliegues. De hecho, ésta es la misma orientación que la de Tetiáev, Beloúsov, Murátov, Jain y otros investigadores soviéticos, que estiman los movimientos oscilatorios y ondulatorios, en el caso de especificarlos, como primarios con respecto a los movimientos plegantes.

Debemos decir algunas palabras sobre estos últimos movimientos, destacados a título de un tipo especial en todas las clasificaciones sin excepción. No obstante, ya desde hace mucho tiempo comenzó en esclarecerse y ahora se ha establecido definitivamente que los pliegues se originan como resultado de los movimientos de tipo dispar, por otra parte un papel esencial en la formación de ciertos tipos de pliegues pertenece también a los factores exógenos: el derrubio desigual, el depósito irregular de los sedimentos, la compactación no uniforme, etc. De esta forma, ya es difícil hablar de un tipo único de movimientos generadores de pliegues, entre ellos tenemos que destacar tres o, por lo menos, dos tipos (véase el cap. IX).

Nos enfrentamos pues, con una situación confusa y poco satisfactoria del problema de la clasificación de los movimientos tectónicos. La causa fundamental de esto consiste sin duda, en la compleji-

dad del propio proceso de la vida tectónica de la Tierra, donde se observan movimientos directamente engendrados por las transformaciones físico-químicas en las entrañas profundas del planeta, por movimientos derivados en grado variado de éstos, así como también surgidos como resultado de la interacción de los movimientos de procedencia endógena con los procesos exógenos; en resumidas cuentas, movimientos de diferente orden, escala, periodicidad, génesis. Otro inconveniente estriba en que son posiblemente distintos los criterios en confeccionar las clasificaciones de los movimientos tectónicos, además, la mayor parte de los autores de las clasificaciones mostraron inconsecuencia al aplicar estos criterios.

Aparte de las insuficiencias mencionadas, casi todas las clasificaciones existentes tienen un defecto más, que es el principal: son puramente descriptivas. Además, confunden los movimientos y las deformaciones. Entre tanto una constatación simple del hecho de que los pliegues son formados por movimientos plegantes, los océanos por los oceanógenos, las fallas por los disyuntivos, etc., poco aporta a la ciencia y la práctica. Por esta razón actualmente se requiere ante todo una característica objetiva de los movimientos, atendiendo toda la suma de estos síntomas, es decir, una *clasificación cinemática* de ellos con división en los *verticales predominantes* (radiales) y los *horizontales predominantes* (tangenciales), los *suaves* (coherentes, incluyendo los ondulados y los de plegamiento) y los *disyuntivos* (los de bloques y los de bloques fracturados, los *dirigidos* (irreversibles) y los *oscilatorios* (reversibles)), los *ascendentes* y los *descendentes* (para los movimientos verticales), los *intensivos* (generadores del relieve y, en particular, de montañas) y los *débiles*. Con todo esto los movimientos verticales a veces se combinan con los horizontales, los suaves con los disyuntivos, los dirigidos con los oscilatorios[1]).

A la par de esto es necesaria una *clasificación genética* de los movimientos tectónicos, subdivididos según el mecanismo que engendra sus modalidades aisladas. Lamentablemente en la actualidad todavía no existe la información necesaria para una clasificación similar. Sin embargo, se concibe que podemos acercarnos a este fin atendiendo los tres criterios siguientes: 1) carácter de las estructuras tectónicas originadas por movimientos de cierta modalidad, 2) la profundidad de yacimiento (de las «raíces») de las estructuras correspondientes en la corteza y en el manto, 3) los caracteres cinemáticos de los movimientos (directividad, intensidad, etc.).

El criterio más importante entre los enumerados, desde el punto de vista de la aclaración de las causas de los movimientos, es el segundo, o sea, la profundidad de disposición, ligado estrechamente con el primero, esto es, con el tipo de las estructuras engendradas. Respectivamente, todos los movimientos los podemos dividir (tabla 1) en: a) *superficiales* o *de recubrimiento* (internos de la cobertera),

---

[1]) Los movimientos oscilatorios de largo período se pueden percibir, para los lapsos de tiempo relativamente cortos, como dirigidos.

Clasificación general de las deformaciones y los movimientos tectónicos

Nivel de generación de los movimientos	Movimientos esencialmente verticales		Movimientos esencialmente horizontales	
Parte superior de la capa sedimentaria	Movimientos exotectónicos			
	Pliegues exotectónicos (compactaciones, extrusiones, hinchamientos, etc.)	Fallas y solevamiento: exotectónicos	Pliegues exotectónicos (originados por deslizamientos, glaciares, etc.)	Fallas laterales, fallas de corrimiento y charriages
Capa sedimentaria de la corteza	Movimientos superficiales (del manto)			
	Movimientos plicativos (pliegues por inyección)	Movimientos de unidades (por las fallas y solevamientos)	Movimientos plicativos (pliegues de compresión general, de deslizamiento gravitacional, pliegues vecinos a fallas laterales y a fallas de corrimiento)	Fallas laterales, fallas de corrimiento, charriages (gravitacionales)
Corteza consolidada (capas «graníticas» + «basálticas»)	Movimientos corticales			
	Movimientos plicativos (pliegues de basamento y de revestimiento)	Movimientos de unidades (por las fallas y solevamientos)	Movimientos plicativos	Fallas laterales, fallas de corrimiento regionales y charriages (no gravitacionales)
Manto superior	Movimientos de profundidad			
	Movimientos ondulados	Movimientos de bloques (por fallas y solevamientos profundos)	Movimientos ondulatorios (mesopliegues)	Fallas laterales de profundidad, fallas de corrimiento profundas
Manto inferior	Movimientos de profundidad extraordinaria			
	Megaondulaciones de la escala oceánico-continental	Fallas de profundidad extraordinaria	?	
Núcleo de la Tierra	Oscilaciones generales (pulsaciones) del volumen de la Tierra relacionadas con los procesos que están en el límite entre el manto y el núcleo		?	

localizados en la cubierta sedimentaria (en el manto); b) *corticales* (intracorticales), que afectan, por lo menos, la capa granito-gnéisica de la corteza y corrientemente encuentran reflejo en la cubierta sedimentaria; c) *de profundidad* con la fuente situada dentro de los límites del manto superior; d) *de gran profundidad*, originados por procesos internos del manto inferior; e) *planetarios*, sujetos a procesos en el núcleo de la Tierra. A esta lista podemos añadir los movimientos *exotectónicos*, que suceden en la parte suprema de la capa sedimentaria bajo el influjo de los procesos de diagénesis, hipergénesis, etc., así como los *isostáticos*, suscitados por la tendencia de los bloques litosféricos de recuperar su equilibrio, perturbado por uno u otro motivo con respecto a la astenosfera.

En concordancia con el tercer criterio, los movimientos tectónicos se pueden subdividir ante todo en los *esencialmente verticales* y los *esencialmente horizontales*. En este caso cabe tener en cuenta que los movimientos con preponderancia de la componente horizontal a veces son originados por movimientos esencialmente verticales a un nivel más profundo, y viceversa. Es muy verosímil que en la tectosfera se manifiesten tanto movimientos primariamente verticales, coherentes con la diferenciación de la sustancia de la Tierra y con la modificación de sus estados físicos, como movimientos primariamente horizontales debidos a las pulsaciones del volumen de la Tierra (compresión, tracción), a su rotación axial y a las variaciones de la velocidad de ésta última. Sin embargo, en la aplastante mayoría de los casos una exacta determinación de la dirección de los esfuerzos primarios causantes de unas u otras deformaciones de la corteza resulta ser extraordinariamente embarazosa e incluso irrealizable. Así, un sistema de elevaciones y depresiones se pueden formar como resultado de la compactación (bajo las depresiones) y la rarefacción (bajo las elevaciones) de la sustancia subcortical (movimientos puramente verticales), de su trasiego (emergencia de debajo de las inflexiones, aflujo debajo de las elevaciones) o del alabeo debido a la compresión general (movimientos puramente horizontales) o local (posiblemente, como consecuencia del escurrimiento por parte de una elevación de mayor tamaño generada por esfuerzos verticales). Los datos de la geofísica pueden coadyuvar a la elección de una de las variantes, pero no siempre son suficientes, ni mucho menos, para una solución unívoca. Incluso en aquellos casos relativamente raros, cuando el cuadro parecería ser plenamente claro, por ejemplo, la formación de grandes fallas laterales planetarias accionada por los esfuerzos primariamente horizontales, las deducciones, sin embargo, son discutibles[1]). Con motivo de tal estado de cosas debemos limitarnos a destacar los movimientos esencialmente verticales y los esencialmente horizontales.

---

[1]) Por ejemplo, según el parecer de R. W. van Bemmelen, semejantes fallas laterales se originan por el corrimiento de la corteza desde las cúspides de las megaundaciones creadas debido al ascenso de la sustancia del manto inferior, es decir, por los esfuerzos primariamente verticales.

Las deformaciones tectónicas, debidas tanto a los movimientos horizontales como a los verticales, se pueden subdividir en suaves o coherentes (según V. V. Beloúsov) y disyuntivas (de unidades, de bloques fracturados). Una división así, no obstante, tiene sentido directo sólo para las deformaciones de la tectosfera, relativamente friable, y no se pueden extender de un modo inmediato sobre las deformaciones de grandes profundidades, es decir, en los movimientos destacados con el calificativo de extraordinariamente profundos y planetarios.

Así pues, hemos de distinguir las siguientes modalidades principales de los movimientos y de las deformaciones de la corteza terrestre:

1. *Oscilaciones (pulsaciones) generales (planetarias).* Estos movimientos se manifiestan en los alzamientos y descensos generales y simultáneos ya sea de toda la superficie de la Tierra, o de sus enormes segmentos (continentales, oceánicos), relacionados con las variaciones del volumen o de la forma de la Tierra (lo último como resultado de la aceleración o deceleración de la rotación axial). La alternación de los alzamientos y descensos en el tiempo tiene un carácter periódico, oscilatorio bien patente; se registra la superposición de uno sobre otro de períodos de diferente duración (véanse algunas secuencias en el cap. V). De manifestación de las oscilaciones generales sirven las transgresiones y regresiones planetarias, es decir, los alzamientos y hundimientos del nivel del océano mundial (oscilaciones eustáticas no sujetas a la variación del volumen de agua del océano), la estratificación rítmica de las pilas sedimentarias, las superficies afloradas y los escalones que las delimitan, la formación de las terrazas marinas y fluviales. Semejantes movimientos frecuentemente se describen a título de epirogénicos, u oscilatorios. Actualmente se considera que la causa principal de las fluctuaciones del nivel oceánico es el crecimiento desigual de las dorsales oceánicas. En las épocas de su intensa elevación se disminuye la capacidad de las cuencas oceánicas y tiene lugar la transgresión del mar sobre los continentes.

2. *Movimientos de extraordinaria profundidad.* Aquí figuran los alzamientos y hundimientos dirigidos conjugados de grandes segmentos de la tectosfera de escala continental y oceánica. Ellos determinan el descenso de las cuencas oceánicas y la elevación general de los bloques continentales. En consonancia con la concepción de R. W. van Bemmelen y otros, se puede suponer que la causa de estas deformaciones es la formación de hinchazones de gran tamaño a nivel del manto inferior, denominados megaundaciones (véase el cap. XIV), pero esto es muy hipotético.

3. *Movimientos de profundidad.* Los movimientos de dicho tipo son originados por los procesos (transformaciones fásicas, compactación y rarificación, trasiego de la sustancia, corrientes de convección) acaecidos en el manto superior y, sobre todo, en la astenosfera. Ellos motivan la formación de grandes estructuras que forman parte

de las franjas geosinclinales y de las plataformas. Los movimientos verticales de la subdivisión de profundidad son divisibles en ondulatorios y de bloques; a propósito, los más de los casos se registra la combinación de deformaciones suaves y disyuntivas, prevaleciendo uno de estos elementos. Tales movimientos según la terminología de Gilbert—Stille, se denominan epirogénicos en el caso de intensidad débil y orogénicos en caso de alta densidad; en la literatura soviética se llaman asimismo ondulatorio-oscilatorios (es el término de A. P. Karpinski) o, simplemente, oscilatorios (es el término de A. D. Osiorski, resucitado por M. M. Tetiáiev); según E. Haarmann y R.WW. van Bemmelen, son undaciones (geoundaciones); S. van Bubnoff a los movimientos ondulatorios les dio el nombre de dictiogénesis. A los movimientos horizontales de gran profundidad se atribuyen los corrimientos y las fallas laterales de profundidad de escala planetaria.

Complementariamente es lícito subdividir los movimientos ondulatorios en varios órdenes en dependencia de las dimensiones (longitud de onda, más justo, de semionda) y de la amplitud vertical de las estructuras engendradas por ellos. Estas dimensiones oscilan de algunos miles o centenas a pocas decenas de kilómetros. Las ondas anchas y suaves son típicas para las áreas estables, las plataformas; las estrechas de gran amplitud, para las zonas activas, sobre todo las geosinclinales.

4. *Movimientos corticales.* Estos movimientos, evidentemente, son derivados de los profundos. Los movimientos corticales, tanto esencialmente verticales como esencialmente horizontales, se dividen en plegados y disyuntivos (de bloques). A ellos pertenecen aquellas deformaciones plegadas, que aparecen en la corteza consolidada (pliegues pequeños del basamento, según E. Argand) y encuentran reflejo directo en la cobertera sedimentaria (pliegues de revestimiento tectónico). Entre los movimientos corticales disyuntivos de esencial verticalidad están las fallas normales e inversas; entre los de esencial horizontalidad, las fallas laterales y de corrimiento de alcance regional, así como los grandes charriages, a excepción de los gravitacionales.

Movimientos de esta modalidad se describían en la literatura rusa, y en el presente en las publicaciones extranjeras con frecuencia siguen examinándose como orogénicos. Este término se usa en este libro sólo en su sentido directo, es decir, como movimientos orogénicos se sobreentienden los movimientos ondulatorios intensivos de bloques, generadores de los montes. En la clasificación de Tietiáev y Beloúsov los movimientos mencionados se atribuyen a los plegantes y disyuntivos, en la clasificación de Haarmann—Bemmelen llevan el nombre de ondulaciones.

5. *Movimientos de recubrimiento o superficiales.* Con este nombre se comprenden las deformaciones de la capa cortical sedimientaria, más o menos autónomas con respecto a las deformaciones del fundamento, esto es, a los movimientos corticales. Pueden darse como resul-

tado de la emergencia o del trasiego de masas blandas de sal, de arcilla, etc. (plegamiento por inyección), por el deslizamiento de toda la cubierta o de su parte superior a lo largo de los horizontes plásticos accionados por la fuerza de gravedad (plegamiento por resbalamiento gravitacional, charriages gravitacionales) o son reflejo de las fracturas del fundamento, es decir, de las fallas normales, solevamientos, fallas tangenciales y sobreescurrimientos que se operan en la corteza.

En las clasificaciones propuestas anteriormente los movimientos de este tipo por lo común no se separaban de los corticales y se describían junto con ellos bajo el calificativo de orogénicos, plegantes o de ondulación.

6. *Movimientos exotectónicos.* Dicha modalidad es integrada por las dislocaciones tectónicas de la parte superior de la capa cortical sedimentaria, menudas y comúnmente de área bien limitada, sucitadas en base a procesos puramente exógenos. Algunas de estas deformaciones se hacen presentes durante la diagénesis con motivo de la compactación de las rocas; otras, a consecuencia de la denudación (pliegues de extrusión de los valles fluviales, pliegues originados por desplazamiento), de la hipergénesis (pliegues de hinchamiento al transformar la anhidrita en yeso, crioturbaciones), bajo la acción de los glaciares en movimiento (dislocaciones glaciáricas, esencialmente horizontales), etc. La localización, al menos, de una parte de estas deformaciones, por ejemplo las originadas por deslizamiento, las glaciáricas, depende de la estructura tectónica horizontal[1]). Para fines prácticos comúnmente es suficiente distinguir los siguientes modos de movimientos: 1) oscilaciones (pulsaciones) generales, 2) alzamientos y hundimientos generales (megaundaciones), 3) movimientos de ondas y de bloques fracturados, 4) movimiento de plegamiento y de bloques[2]).

No encontraron lugar en la clasificación que examinamos los movimientos resultantes del desequilibrio isostático general de la

---

[1]) La clasificación de los movimientos tectónicos que acabamos de exponer, a no dudarlo, es algo voluminosa. Además, ella necesita de una seria revisión a la luz de la especulaciones movilistas modernas. (Nota del autor a la traducción española.)

[2]) Una clasificación bastante próxima a la que hemos expuesto ahora (esbozada en una obra del autor de 1957) fue propuesta en 1962 por N. I. Nikoláev. Fueron destacados por él cuatro grupos fundamentales de movimientos con subdivisión en categorías y modalidades: I. Planetarios. A. Oscilatorios: a) epirogénicos, b) talasogénicos; B. Rotatorios: a) epirofóresis, b) macroclastogénicos; II. Subcorticales. A. Oscilatorio-ondulatorios: a) orogénicos, b) de plataforma; B. Regmáticos: a) regmagénicos, b) tafrogénicos; III. Corticales. A. Compensatorios; B) De dislocación; IV. Superficiales. A. Irreversibles (exotectónicos); B) Reversibles (elásticos). Las ventajas de dicha clasificación son la plenitud y el empeño de abarcar toda la diversidad de los movimientos tectónicos; las insuficiencias son la excesiva complejidad y, lo más importante, la heterogeneidad de los criterios de división en categorías (A, B) y modalidades (a, b) dentro de los grupos principales.

litosfera y dirigidos al restablecimiento del equilibrio correspondiente (sinisostáticos, según M. E. Artémiev). Parcialmente parece ser como si se contrapusieran a los movimientos profundos, apareciendo por efecto de los procesos exógenos y esparciéndose hacia abajo hasta la astenosfera. Mas otra categoría de estos movimientos, por el contrario, se engendra desde abajo, lo que es un hecho motivado por el cambio de composición o de estado de la sustancia de la parte inferior de la corteza.

En conclusión debemos acentuar que no es lícito, de ningun modo, examinar los movimientos tectónicos como una forma puramente mecánica del movimiento de la materia de las envolturas sólidas de la Tierra debido a que están vinculados, como regla general, con las alteraciones de la composición química, o bien con la modificación fásica (de la composición mineralógica), o también con los cambios estructurales internos de las rocas sometidas a la deformación.

Por esta razón, como siguiente paso lógico del análisis de la génesis de los movimientos tectónicos ya debe aparecer el esclarecimiento de los propios factores físicos y físico-químicos que engendran los movimientos tectónicos, es decir, los desplazamientos mecánicos que se operan a unos u otros niveles en la corteza y en el manto. De la cuestión referente a estas causas trataremos en el capítulo XV del presente libro.

Bibliografía

Ажгирей Г. Д. Структурная геология. Изд. 2. Изд-во МГУ, 1956. Глава I (*Azhgirey G. D.* Geología estructural.)

Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Изд. 2. М., Госгеолтехиздат, 1962, Глава 2. (*Beloúsov V. V.* Cuestiones principales de la geotectónica.)

Косыгин Ю. А. Тектоника. М., изд-во «Недра», 1969. Глава XI. (*Kosiguin Yu. A.* Tectónica.)

Николаев Н. И. Неотектоника и её выражение в структуре и рельефе территории СССР. М., Госгеолтехиздат, 1962. Глава I. (*Nikoláev N. I.* Neotectónica y su expresión en la estructura y el relieve del territorio de la URSS.)

Синицын Н. М. О типах тектонических движений. Тр. Ленингр. об-ва естествоиспыт., т. XIX, вып. 2, 1957. (*Sinitsin N. M.* Acerca de los tipos de movimientos tectónicos.)

Хаин В. Е. Некоторые основные вопросы современной геотектоники. Изв. АН СССР, сер. геол., № 12, 1957. (*Jain V. E.* Algunas cuestiones principales de la geotectónica contemporánea.)

Capítulo IV

Movimientos contemporáneos y novísimos de la corteza terrestre, métodos y resultados del estudio de los mismos

Se consideran movimientos tectónicos contemporáneos los de la corteza terrestre que se hicieron manifiestos en el tiempo histórico y se hallan en actividad en el presente, susceptibles a las observaciones inmediatas e incluso a las instrumentales. Según el parecer del autor, es cómodo denominar movimientos contemporáneos a los de los últimos seis mil años, durante los cuales el nivel oceánico relativamente se ha establecido, después de haberse elevado bruscamente a consecuencia del derretimiento de los glaciares de Valdai (de Würn, de Wisconsin) en tanto que el equilibraje isostático de las regiones sometidas a la glaciación continental, en lo fundamental, se ha completado. Según valoraron F. Shepard y R. A. Kaplin, hace seis mil años el nivel oceánico tenía una cota del orden de 6 m en comparación con el actual y desde aquel entonces no varía dentro de límites mayores que 10 m, pero más bien experimenta una subida lenta, que está prosiguiendo en la época actual aproximadamente con la misma velocidad (medianamente del orden de 1 mm por año). El período de los movimientos contemporáneos, en la comprensión que se ha señalado, coincide con el período histórico de desarrollo de la humanidad; para el estudio de ellos, por consiguiente, son aplicables no sólo los métodos geodésicos, sino también los histórico-arqueológicos.

No obstante, es de difusión amplia una interpretación algo diferente, más estrecha, de los movimientos contemporáneos como movimientos sólo de los uno o dos últimos siglos y que se estudian por métodos instrumentales. En tal caso se distinguen (N. I. Nicoláev y otros), además, los movimientos *jóvenes*; a ellos incumben los movimientos de todo el holoceno y no sólo de su última mitad.

Como movimientos tectónicos *novísimos* se ha aceptado considerar los movimientos del neógeno y del cuaternario causales del modelado esencial del relieve de la superficie terrestre que, en su mayor parte, conserva sus tendencias principales en la época actual. El comienzo de la etapa novísima de desarrollo de la estructura cortical no es coetáneo del todo para diferentes territorios; su tiempo oscila desde

los fines del Eoceno hasta el Mioceno superior; en escala global lo más correcto sería aceptar como período inicial de la etapa el Oligoceno.

Los desplazamientos de la corteza terrestre presenciados por el hombre, fueron registrados en tiempos remotos por los griegos y romanos. En el siglo XVIII los célebres naturalistas suecos Linneo y Celsius, interesados por las oscilaciones del nivel del mar Báltico, que suelen ocurrir en las costas de su país, organizaron las observaciones sistemáticas respecto a estas oscilaciones. Celsius hizo entalladuras en las peñas en algunos lugares del litoral sueco. En los años siguientes se volvieron a hacer muescas, con todo esto se evidenció que en Suecia Septentrional el nivel marino descendió mientras que en Suecia del Sur resultó elevado con respecto a su posición anterior. De ahí se sacó la conclusión de que el litoral norteño de Suecia sufrió un alzamiento y el sureño, una depresión. Sin embargo, esta deducción no era apoyada por todo el mundo; fue ideada una explicación más, la de descenso desigual del nivel del mar Báltico.

En tanto que M. V. Lomonósov. y más tarde L. von Buch y Ch. Lyell, a buen seguro escribieron sobre los movimientos contemporáneos de la corteza terrestre, el eminente geólogo de fines del siglo XIX y de los principios del siglo XX E. Suess negó manifestaciones de semejantes movimientos considerando que la orogénesis alpina había terminado totalmente en el período terciario. Suess hizo excepción sólo para las fallas, basándose en las observaciones de los geólogos rusos en Siberia. A propósito de las observaciones referentes a las orillas del mar Báltico Suess escribió: «Está ascendiendo no Suecia, sino que el mar Báltico, dependiente, debido a su posición aislada, de la influencia climática, se halla en estado de desecación progresiva, lo que se exterioriza por una transgresión cada vez más patente de la línea costera en las regiones alejadas de alta mar». Suess presentó la teoría de las oscilaciones eustáticas del nivel del mar; esta teoría fue comprobada con los cálculos, efectuados por Maclaren de los cambios posicionales del nivel del océano Mundial, resultantes de la mengua, a causa de la glaciación continental, y del regreso del agua al océano durante las épocas interglaciales y postglaciales. El propio Suess tuvo por causa fundamental del descenso del nivel oceánico el hundimiento de las cuencas oceánicas, comprimiendo la Tierra en su totalidad; la causa del ascenso del nivel, según él, reside en la colmatación de estas cuencas por los sedimentos. La teoría eustática de Suess encontró asimismo el apoyo enérgico de los investigadores franceses Ch. Deperet y de Lamotte que establecieron en el litoral occidental del Mediterráneo una serie de terrazas del Cuaternario, que se hallan, según ellos, por doquier a las mismas cotas sobre el nivel del mar.

Sin embargo, las tentativas de interpretar, en base a la teoría eustática, la información recogida en Suecia y Finlandia referente a las alturas de las líneas costeras de transgresiones cuaternarias del mar Báltico fracasaron, pues las oscilaciones de estas alturas observadas en la naturaleza son demasiado variables. Al fin de cuentas el geólogo finés V. Ramsey (1924) aclaró que los cambios de posición de la línea costera son originados por el influjo conjunto de la suma algebraica de emergencias y sumersión de la tierra firme, por una parte, y de oscilaciones eustáticas del nivel marino, por otra. Los movimientos esencialmente verticales lentos de la corteza terrestre cobraron reconocimiento universal. A pesar de todo, durante cierto período seguía predominando el convencimiento de que la época geológica más reciente se caracterizaba sólo por movimientos verticales lentos y con fallas, donde los desplazamientos suceden durante los terremotos. Se creía que en dicha época no hubo manifestaciones de movimientos profundos más intensos de modalidad orogénica y de plegamiento. Antes que otros, contra estos conceptos intervino V. A. Obruchev, quien ya en 1922 en el artículo «Movimientos jóvenes en el antiguo parietal del Asia» mostró convincentemente que las altísimas cordilleras del Asia Central fueron originadas en la edad neogénico-cuaternaria en el lugar de un país nivelado durante el mesozoico y el paleozoico.

Más que nada se mantuvo la opinión de que en la época actual y en la cuaternaria, en general, no se desarrollaron las estructuras plegadas. Aún hasta 1934 H. Stille consideraba la época cuaternaria como «anorogénica», es decir, privada de manifestaciones de orogénesis y de plegamiento, y sólo en el año mencionado, después del viaje a California reconoció la equivocación de esta opinión suya.

Mientras tanto, ya a principios de los años treinta los geólogos soviéticos, basándose en las observaciones respecto al Cáucaso, llegaron a la conclusión acerca de la existencia de manifestaciones, tanto de plegamiento como de deformaciones verticales, en la época cuaternaria; esta deducción fue informada en 1936 a la conferencia referente al período cuaternario en Viena (G. F. Mirchink). En 1937 S. S. Shults efectuó la primera generalización respecto a la tectónica novísima de los Tian-Shan y en 1949 N. I. Nicoláev publicó la monografía «Tectónica novísima de la URSS», que era el primer boletín de los movimientos novísimos de un territorio de tamaña cuantía. N. I. Nicoláev dedujo acerca de la manifestación universal de estos movimientos; sin embargo, entonces creía que en la edad cuaternaria se habían desenvuelto sólo las estructuras plegadas del tipo cupular, originadas directamente por movimientos verticales; el desarrollo del plegamiento lineal, asociado con los esfuerzos tangenciales, todavía fue negado.

Unicamente en el último decenio fue comprobado definitivamente que de todos modos, sin excepción alguna, movimientos tectónicos se habían puesto de manifiesto tanto en la época actual como en la cuaternaria. Además, se ha evidenciado que los movimientos del neógeno y del cuaternario habían sido extremadamente intensivos, mucho más intensos que los movimientos de los más de los períodos geológicos antecedentes. Nació una nueva rama de la tectónica, denominada con acierto en 1948 por V. A. Obruchev *neotectónica*, con sus propios problemas y métodos. Para el desarrollo de esta nueva esfera de conocimientos geológicos fueron de particular importancia las obras de V. A. Obruchev referentes a Siberia Meridional, las de S. Shults respecto a los Tian-Shan, los de N. I. Nikoláev respecto a la Planicie Rusa, los de Yu. A. Mescheriakov acerca de los movimientos contemporáneos de la placa Rusa y de las precordilleras del Caúcaso.

El desarrollo de la neotectónica es un gran aporte positivo al progreso de la geotectónica en su conjunto. Como señaló justamente el geólogo suizo E. Wegmann, con la aparición de la neotectónica se hizo posible el empleo en la geotectónica de un método geológico bien experimentado, que es el de actualismo, es decir, el de apreciación de los procesos geológicos pasados, teniendo por base las observaciones referentes a los contemporáneos.

La neotectónica también resulta ser de gran valor práctico. Es necesario tener en cuenta los movimientos contemporáneos al hacer proyectos de grandes obras de ingeniería: puertos, canales, hidrocentrales, centrales nucleoeléctricas, sistemas de riego, tuberías de agua, conductos de petróleo, cañerías de gas. Las observaciones respecto a los movimientos contemporáneos en las regiones susceptibles de sismos, abren el camino para predecir los terremotos. Los movimientos contemporáneos inciden en la precisión de la redes geodésicas y en tal caso se deben tomar en consideración. El carácter de los movimientos contemporáneos y novísimos indica, lo que es valioso,

la disposición de las estructuras gaso y petrolíferas anticlinales y otras. La neotectónica influye de un modo esencial sobre el espaciamiento de los yacimientos de aluvión auríferos y otros, de las turberas, de los depósitos de arcillas, de grava, guijarrales, etc. Todo esto justifica aquel interés por la neotectónica y aquella envergadura de las investigaciones en este dominio, que se observan en la URSS los últimos años. El interés por la «tectónica viva», como se prefiere, a veces, nombrarla, se elevó en gran medida y sigue aumentando cada vez más también en el extranjero.

§ 1. Movimientos tectónicos contemporáneos (y jóvenes)

Los movimientos contemporáneos, como ya notó M. V. Lomonósov, se subdividen en dos tipos: 1) lentos, denominados de otro modo seculares («oscilaciones imperceptibles de larga duración de la corteza terrestre», según Lomonósov) y 2) rápidos, a saltos, vinculados a sismos de gran intensidad. Tanto unos como otros son de dirección tanto vertical como horizontal. Efectuemos el examen de los métodos de exteriorización y estudio de los movimientos contemporáneos del primer tipo.

Método histórico (histórico-arqueológico). Las primeras señales de manifestación de movimientos contemporáneos fueron obtenidas como resultado de las observaciones respecto a los litorales marinos, las que mostraron en unos terrenos una inundación de las construcciones edificadas en tiempos pretéritos y en otros, un descenso de las aguas en los puertos. En la URSS estos fenómenos aparecen con particular evidencia en las orillas de los mares Negro, Caspio y de Azov. En la bahía de Sujumi se hallan inundadas las construcciones de la colonia griega de Dioskuria en las costas de la península de Tamán, las de Fanagoria en las proximidades del litoral de Crimea en el fondo se encuentran vasos griegos denominados ánforas; en la costa septentrional del mar de Azov y en las mediaciones de la ciudad de Nikoláev se pueden ver los altozanos escíticos. Huellas no menos ostensibles de sumersión de las costas se ponen de manifiesto también en el litoral occidental del mar Negro: junto a Sozopol en proximidad de Burgas bajo el nivel del mar se hallan ahora construcciones romanas y cerca del mismo Burgas, una estación del hombre del neolítico inferior (3 mil años a. de J.C.). En cierta medida estos fenómenos están ligados al ascenso holoceno, postglacial del nivel del mar Negro (transgresión fanagórica de P. V. Fiódorov, correspondiente a la euroccidental de Flandria). No obstante, el hecho de que semejante tendencia de descenso era propia de los mismos terrenos del litoral del mar Negro asimismo durante épocas más remotas, mientras que para la época contemporánea se confirma por los resultados de nivelaciones reiteradas y de observaciones de la escala de mareas, evidenciándose la realidad de estos movimientos.

Análogos indicios de hundimiento de las costas son registrados en una sucesión de puntos a lo largo de la periferia de la cuenca Mediterránea. En Dalmacia, en la costa del mar Adriático, las calzadas romanas se hunden bajo el nivel del mar. Como es sabido, en el golfo Fos en las cercanías de Marsella a la profundidad de 6 m se hallan los restos de la ciudad romana Ys inundada.

Es de particular perceptibilidad el descenso del litoral meridiano del mar del Norte en el territorio de Holanda. Anteriormente toda la superficie del país estaba situada sobre el nivel del mar, pero después, para defenderse del mar transgresor, la población de Holanda tuvo que edificar diques, sobreedificándolos cada vez. Actualmente, la altura de estos diques, que se empezaron a edificar

en los siglos X—XI, no más tarde, alcanza 15 m y más; esto permite valorar la velocidad del descenso de la superficie terrestre, que es de 0,5—0,7 mm/año. Una buena parte de Holanda ahora se encuentra bajo el nivel del mar.

Al tiempo que algunos terrenos de los litorales marinos en la época contemporánea descienden, otros ascienden. lo que también se evidencia por testimonios históricos. Las ruinas de la ciudad y puerto fenicio de Utica en la costa meridiana del Mediterráneo actualmente se hallan a una distancia de más de 12 km de la costa. En Nueva Zembla a una altura considerable sobre el nivel del mar se ven las casitas de pescadores y los postes a que ataban sus barcas los pescadores-pomores. Una serie de las ciudades de India Oriental, Kaverikatnám y otras, que en tiempos remotos eran puertos, cesaron de serlo a consecuencia de la regresión del mar. Un cuadro similar se observa en la región de los puertos suecos y fineses del golfo de Botnia.

Los alzamientos y hundimientos de la superficie terrestre a veces se fijan según los datos históricos también en el interior de los continentes. De forma semejante, en las afueras de Viena algunos lugares poblados dejaron de ser visibles desde un mismo punto de observación y, viceversa, otros aparecieron dentro de los límites de visibilidad. Lo mismo se ha registrado para una de las localidades de Sajonia.

En Túnez, en los alrededores de Gafsa por el método arqueológico se logró datar la formación de un pliegue muy expresado y desgarrado por falla. En la estructuración de este pliegue participan capas que contienen sílices del acheulense elaborados (paleolítico inferior). El pliegue cortado por erosión está recubierto de modo discordante por el aluvión de una alta terraza con la industria de sílex de la época siguiente, moustierense (paleolítico medio). De esta forma, los pliegues se formaron durante el período entre el acheuleuse y el moustierense (I. Castain).

En la depresión de Ferganá, en su parte oriental, son conocidos los r os Andizhansai y Shaarikan-sai, que representan en sí canales de riego antiguos. Ellos penetran a una profundidad de hasta de 13—14 m en las elevaciones anticlinales de la llamada zona adírica [1]). Atendiendo que el comienzo del cultivo de regadío en el valle de Ferganá data del límite entre los milenios II y I a. de C., debemos aceptar que durante el período transcurrido desde entonces, los pliegues, cortados por ambos ríos artificiales, ascendían con una velocidad de 4 mm/año (O. A. Rízhkov). Un fenómeno análogo, de pliegues en crecimiento surcados por canales de riego, fue registrado en la Mesopotamia por J. Lees.

Método cartográfico-comparativo. A veces se obtienen resultados de interés al comparar los mapas topográficos de una misma región confeccionados tras un lapso considerable de tiempo. De forma semejante, por ejemplo, la comparación de los mapas confeccionados en los siglos XIX y XX de las islas de Aland, ubicadas en el mar Báltico entre Suecia y Finlandia, indica con nitidez un aumento del área de tierra sumergida a expensas del mar, lo que concuerda con los resultados de las observaciones respecto al nivel de agua efectuadas en esta parte del Báltico. Semejante confrontación de los mapas de la depresión del Kurá, datados de los años ochenta y los actuales, permite revelar una reestructuración perceptible de la red fluvial, ocurrida durante este período.

Los métodos histórico-arqueológico y cartográfico-comparativo dan un concepto cualitativo y, en el mejor de los casos, una representación semicuantitativa respecto a la amplitud y velocidad de los movimientos verticales contemporáneos. A continuación se va a tratar de los métodos instrumentales, que posibilitan obtener la valoración cuantitativa de los movimientos verticales u horizontales. La aplicación de dichos métodos abarca un período del orden de los cien últimos años.

Método de observaciones respecto al nivel de agua. Más arriba mencionamos las entalladuras hechas por iniciativa de Celsius en

[1]) En Ferganá se denominan adíricas las elevaciones ovaladas correspondientes a los pliegues braquianticlinales jóvenes del Neógeno y del Cuaternario.

las costas de Suecia para las observaciones referentes al cambio de posición del nivel marino. Muescas de esta índole fueron efectuadas en 1877—1880 por el renombrado investigador de Siberia I. D. Cherski en las orillas de Baikal. No obstante, las entalladuras todavía no dan la posibilidad de llevar a cabo las observaciones de continuo, como es deseable. La continuidad de las observaciones se logra con auxilio de la instalación de las escalas de marea, listones de madera o de hierro fundido con divisiones. Ultimamente se emplean indicadores del nivel de agua con registro automático más perfeccionados, denominados mareógrafos.

El tratamiento de las observaciones de la escala de mareas ha confirmado el hecho de manifestaciones en los litorales, en particular, del mar Báltico, de los movimientos de velocidad y signo variados. Para la región del Báltico, según los resultados de las observaciones de la escala de mareas efectuadas en el decurso del período de 1898 a 1927, se ha podido confeccionar un mapa de las velocidades medias de los movimientos verticales mediante isolíneas. Este mapa evidencia que la parte septentrional del mar, más o menos al norte de la línea Cristiansand—Liepaia, asciende (incluyendo las afueras, ya mencionadas, de la ciudad finesa de Vasa), mientras que la parte septentrional va descendiendo. La velocidad de la emergencia alcanza 10 mm/año y más.

Las observaciones por medio de escalas de mareas o de mareógrafos se realizan en numerosos puntos de los litorales de casi todos los océanos y mares, así como de muchos grandes lagos. Las observaciones por escala de mareas en la región de los Grandes Lagos de América del Norte permitieron establecer que esta zona, excepto su parte septentrional extrema, se hunde; además, el ritmo de hundimiento va creciendo hacia el Sur, superando los 4 mm/año en la región de Chicago. Anteriormente, investigaciones análogas fueron realizadas por G. V. Vereschaguin en lagos de la URSS.

Como mostró D. A. Kozlovski, el método en base al nivel de agua es aplicable también para el estudio de los movimientos contemporáneos en los valles fluviales. En el ejemplo de varios ríos caucásicos (Kubán, Mcimta, Kurá y otros) fue advertida una variación sistemática de los horizontales ácueos anuales mínimos y de las curvas de consumo del agua. La elevación de aquel tramo del valle, donde se efectúan las observaciones respecto al nivel de agua, tiene como consecuencia un hundimiento del lecho del río, que va acompañado del desplazamiento hacia abajo de las curvas de consumo y de los horizontes mínimos del agua. Tiene efecto análogo el reforzamiento de la sumersión corriente abajo, es decir, el descenso de la base local de erosión. Por el contrario, el ascenso del tramo de valle situado aguas abajo desde el punto de observación provoca la acumulación de depósitos detríticos y el desplazamiento hacia arriba de las curvas de consumo y de los horizontes de agua mínimos. Un cuadro similar se registra al sumergir el tramo indicado del valle.

Método de la nivelación reiterada de alta precisión. Datos de singular importancia relacionados con los movimientos verticales actuales de la corteza terrestre que se operan en profundidades secas, se obtienen de la comparación de los resultados de la nivelación de

alta precisión, ejecutada periódicamente a lo largo de líneas ferroviarias. El tratamiento de los materiales de semejante renivelación efectuada en una serie de líneas férreas de la URSS puso de manifiesto una subida sistemática de las cotas de unos puntos de referencia y una baja de otros. La comparación de estas variaciones con la estructura geológica de la localidad ha evidenciado una coincidencia aproximada de los terrenos sometidos al alzamiento, según los resultados de la nivelación, con los terrenos elevados estructuralmen-

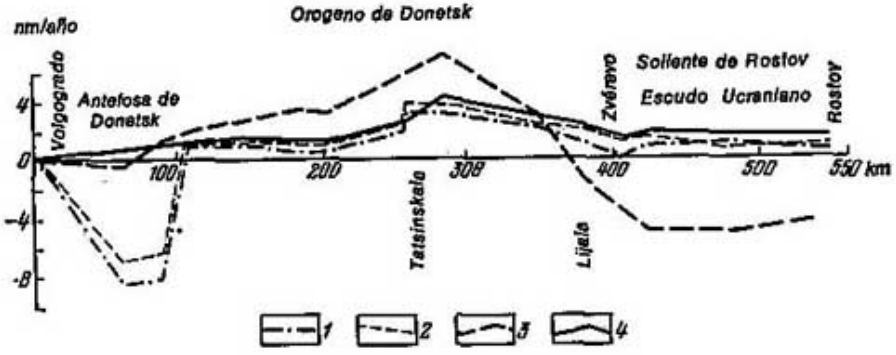


Fig. 9. Movimientos verticales contemporáneos según la línea Volgograd—Rostov. Curvas de la velocidad de los movimientos verticales, calculadas comparando la nivelación de diferentes años (según V. A. Matskova)

1 — según la primera y la segunda nivelaciones (el intervalo es de 43 años); *2* — según las nivelaciones I y III (el intervalo es de 51 años); *3* — según las nivelaciones II y III (el intervalo de 8 años); *4* — según las nivelaciones I y II (ecuación del valor de la velocidad de los movimientos)

te y, viceversa, de los tramos afectados por el hundimiento con los tramos sumergidos de un modo estructural (fig. 9); verdad es que en algunos casos se registraron desviaciones de esta correlación directa. Estas desviaciones se explican con que no todas las estructuras tectónicas son activas en la época presente; muchas de ellas se formaron hace mucho tiempo y se pudieran someter a reestructuración en un tiempo más reciente. Aparte de esto, como será mostrado más adelante, se tienen razones fundadas para suponer que los movimientos verticales contemporáneos, al igual que los acaecidos anteriormente, tienen carácter oscilatorio, o sea, alternativo.

La coordinación mutua de los resultados de la renivelación en diferentes direcciones, así como la medida de comprobación de los principales puntos de referencia con las escalas de mareas en los litorales, permitieron crear en 1958 un mapa de los movimientos contemporáneos para la mitad occidental de la parte europea de la URSS; éste tuvo por base una red de renivelación de extensión total de cerca de 20 mil km. La primera nivelación fue realizada en este territorio durante el período entre 1913 y 1932; la segunda, desde 1945 hasta 1950. Estas nivelaciones fueron compensadas gráficamente con las escalas de mareas en Tallin, Liepaia, Odesa, Kerch y

otros lugares de los litorales de los mares Báltico y Negro. El mapa levantado evidenció que en el territorio de la placa Rusa se destacan varias zonas de alzamientos y hundimientos contemporáneos, que sólo de un modo general coinciden con grandes elevaciones antiguas de la corteza terrestre. Según esta información, la velocidad de ascenso a trechos supera los 10 mm/año y la velocidad de sumersión, los 5 mm/año.

Los resultados de nivelaciones posteriores, hasta 1959 inclusive, en lo fundamental confirmaron el mapa confeccionado y permitieron en 1963 publicar su variante precisada.

Más tarde un trabajo análogo fue efectuado por V. A. Matskova para el Cáucaso; ella demostró que en la parte axial del Gran Cáucaso la velocidad de ascenso supera los 8 mm y alcanza 12,7 mm/año; en la comba de entre montes transcaucásica (Koljida y la depresión del Kurá) los descensos llegan a 6,2 mm/año (Poti). Merece atención el hecho de que las velocidades de movimientos en la planicie Rusa, que es plataforma, y en el país montañoso Caucásico, que es zona activa, resultan ser de un mismo orden; acerca del valor de este hecho nos detendremos más adelante.

En los últimos años las investigaciones de los movimientos verticales contemporáneos se ha desenvuelto según una metodología análoga en una serie de países, incluyendo los países socialistas de Europa Oriental (Polonia, RDA, Hungría, Bulgaria, Checoeslovaquia). Esto permitió extender el mapa de movimientos, confeccionado antes para la parte occidental del territorio europeo de la URSS, a la península Escandinava y a la parte restante de Europa Oriental (fig. 10).

También se han confeccionado mapas de movimientos verticales contemporáneos para otros países: EE.UU., Canadá, Gran Bretaña, Países Bajos, Japón, etc. Esto pone en el orden del día la creación del mapa de los movimientos contemporáneos de toda la superficie terrestre.

El método de renivelación da resultados de gran interés y valor, pero tiene un punto vulnerable, al que prestó atención W. H. Richter. Es que los movimientos verticales de la corteza terrestre no se producen siempre en una misma dirección y con la misma velocidad, en cambio tienen carácter oscilatorio y ritmo inconstante. Esto se ve, en particular, al comparar los registros de las observaciones respecto a dos diferentes escalas de marea de una misma cuenca. Tomando el nivel del mar, según una de las escalas de mareas, por constante, es decir, que refleja sólo el influjo del cambio de volumen de las aguas de la cuenca accionadas por factores climáticos, entonces las oscilaciones del nivel registrados por las indicaciones de la escala de marea del otro punto mostrarán el carácter oscilatorio de los movimientos relativos de ambos puntos (fig. 11).

Naturalmente, con tal estado de cosas es de esperar la incoincidencia de los resultados de comparación de varias (y no de dos, como se trató antes) renivelaciones, con mayor razón, siendo desiguales los intervalos de tiempo entre ellas. En realidad, es frecuente observar incoincidencias similares; de ejemplo puede servir la tercera vuelta de nivelación en Estonia. El tratamiento de estos materiales ha llevado a G. A. Zhelnin y L. A. Valner a la conclusión de que allí transcurren movimientos oscilatorios con amplitud del orden de 2 mm/año y período de cerca de 15 años. Para algunos distritos orientales de la plataforma

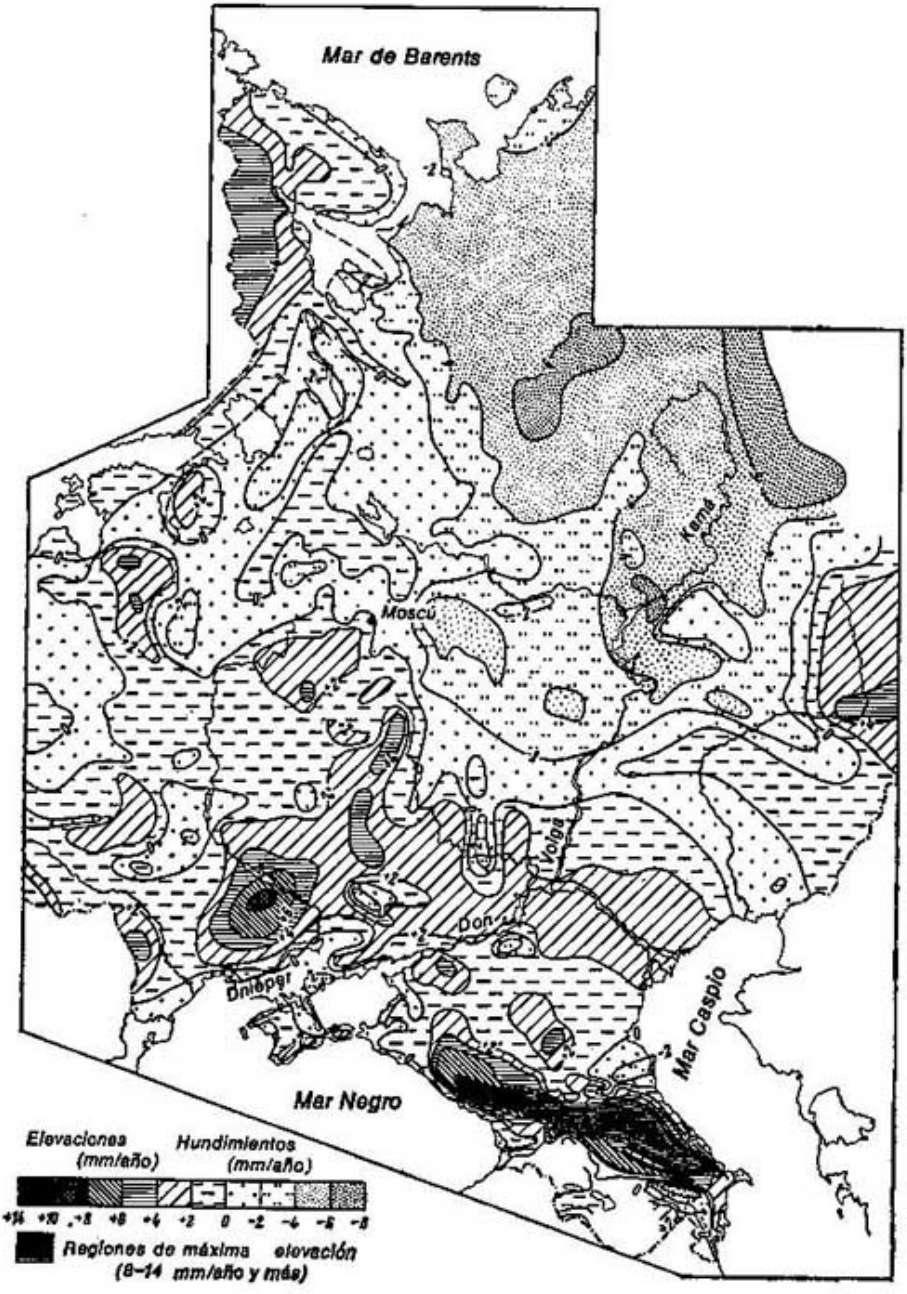


Fig. 10. Mapa de los movimientos verticales contemporáneos de la corteza terrestre de Europa Oriental (redactor jefe Yu. A. Meshcherfakov; simplificado)

Rusa se han registradas unas divergencias considerables entre el signo de los movimientos obtenido según los resultados de renivelación, por una parte, y el plano estructural hecho para el fundamento y el relieve moderno, por otra (L. E. Setúnskaia). De forma semejante la depresión Precaspiana, que prácticamente se sumergía de continuo a partir, al menos, del período permiano hasta el mismo Holoceno, según los datos de nivelación se halla afectada por el ascenso

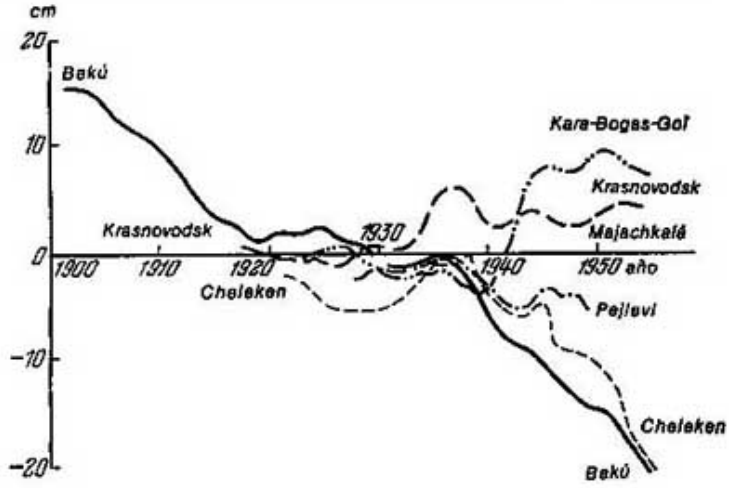


Fig. 11. Carácter de los movimientos tectónicos contemporáneos de las escalas de marea del Mar Caspio con respecto a Majachkalá (V. G. Richter)

con respecto a la elevación estable, vecina del norte, de la bóveda de Zhigulí—Pugachov. Casos análogos de la divergencia de dirección entre los movimientos verticales actuales y anteriores se pueden registrar asimismo para terrenos separados del Cáucaso (D. A. Lilienberg y otros), pero en suma, tanto el Cáucaso (excepto las sumersiones) como la cadena montañosa del Donetz, dan un ejemplo de la buena concordancia existente entre los alzamientos y hundimientos actuales y anteriores.

De lo que acabamos de decir no se debe deducir la inaplicabilidad completa del método de renivelación para apreciar el signo y la velocidad de los movimientos actuales. Se deben tomar datos referentes a los espacios de tiempo más grandes posibles, cuando las oscilaciones complejas de los puntos aislados de la superficie terrestre se hacen mediables (que se pueden sumar algebraicamente), e introducir los correctivos mediante la compensación gráfica de las observaciones referentes a la escala de mareas.

La renivelación se realiza también de modo especial para estudiar las deformaciones superficiales de las regiones de alta sismicidad. En este caso por medio de ella se evidencian las deformaciones plegadas y disyuntivas acaecidas en áreas relativamente pequeñas como consecuencia de los sismos (fig. 12).

Método de triangulaciones reiteradas. Mientras que el método de renivelación permite medir los movimientos verticales de la corteza terrestre, más exactamente, la componente vertical de estos movimientos, para el estudio de los movimientos horizontales se emplea el método de triangulaciones reiteradas. Por triangulaciones reiteradas se determina el cambio de posición relativa de los puntos

de referencia de la red de triangulación. Los desplazamientos horizontales más notables se han patentizado en las regiones de alta sismicidad, en particular, en Japón y en la península de California; en lo que se refiere a la URSS, en el territorio de Turkmenia y Tadzhikistán. Son curiosos los datos de los sabios ucranianos (K. F. Tiapkin) referentes a la manifestación de los desplazamientos (de la

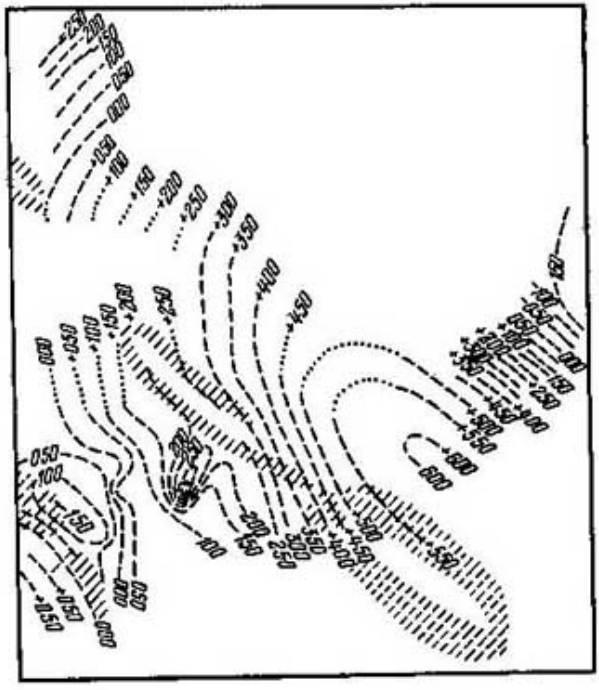


Fig. 12. Elevación en la región de Long Beach (California) evidenciada comparando las nivelaciones de los años 1931 y 1933—1934 (según James Gilluly; simplificado)

falla tangencial) horizontales contemporáneos a lo largo de la disyunción antigua en una región vecina a Krivoi Rog en el escudo Ucraniano.

Actualmente en grado superior está abarcado por triangulaciones reiteradas el territorio de las islas del Japón. Como resultado, para dicho territorio se ha levantado un mapa de movimientos horizontales, en el que las deformaciones se representan en forma de vectores (fig. 13).

Método de determinación reiterada de las coordenadas geográficas. Otro método de estudio de los movimientos horizontales, aplicable a las grandes áreas, es el de determinación reiterada de las coordenadas de unos mismos puntos de la superficie terrestre de modo astronómico. Se intentó emplear dicho método para comprobar las suposiciones de algunos geólogos y geofísicos acerca de los desplazamien-

tos horizontales mutuos de los continentes. Con este objetivo, en particular, en 1926, 1943 y 1957—1959 fueron hechas reiteradas determinaciones de las longitudes de ciertos lugares situados a ambos lados del Atlántico en Europa. Africa y América. Como resultado se puso de manifiesto una diferencia determinada entre las longitu-

Fig. 13. Movimientos horizontales en Japón, evidenciados por las triangulaciones del primer orden durante 60 años. Los vectores punteados son, posiblemente, erróneos (según T. Jarada)

des, es decir, un desplazamiento de latitud. Pero la verificación de la precisión de estas determinaciones, producida por D. I. Scheglov, evidenció que esa exactitud es insuficiente del todo para deducciones algo argumentadas, aunque ciertos investigadores extranjeros (A. y N. Stoyko, Francia) se atienen a la opinión opuesta. Es necesaria la organización de investigaciones especiales, sobre todo, en los satélites artificiales de la Tierra y desde la Luna con auxilio de la instalación de láser (V. Markovits). Aun más de perspectiva puede resultar, según A. Bulange el método fundado en la interferencia de ondas radioeléctricas emitidas por estrellas lejanas. En el presente la pre-

tos horizontales mutuos de los continentes. Con este objetivo, en particular, en 1926, 1943 y 1957—1959 fueron hechas reiteradas determinaciones de las longitudes de ciertos lugares situados a ambos lados del Atlántico en Europa. Africa y América. Como resultado se puso de manifiesto una diferencia determinada entre las longitu-

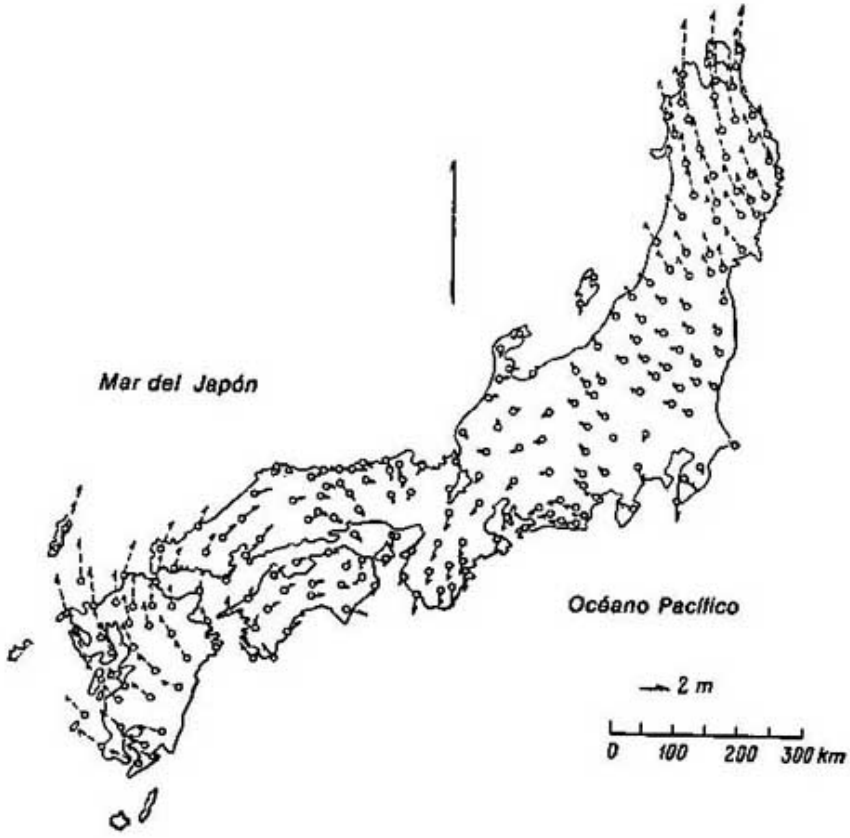


Fig. 13. Movimientos horizontales en Japón, evidenciados por las triangulaciones del primer orden durante 60 años. Los vectores punteados son, posiblemente, erróneos (según T. Jarada)

des, es decir, un desplazamiento de latitud. Pero la verificación de la precisión de estas determinaciones, producida por D. I. Scheglov, evidenció que esa exactitud es insuficiente del todo para deducciones algo argumentadas, aunque ciertos investigadores extranjeros (A. y N. Stoyko, Francia) se atienen a la opinión opuesta. Es necesaria la organización de investigaciones especiales, sobre todo, en los satélites artificiales de la Tierra y desde la Luna con auxilio de la instalación de láser (V. Markovits). Aun más de perspectiva puede resultar, según A. Bulange el método fundado en la interferencia de ondas radioeléctricas emitidas por estrellas lejanas. En el presente la pre-

cisión de estos métodos ha llegado a ser de un grado tan alto que son de esperar los primeros resultados en los próximos años.

Métodos geomorfológicos. Como regla general, los movimientos tectónicos se manifiestan en el relieve superficial sólo en el caso de una acción prolongada en una misma dirección. Es por esto que los métodos geomorfológicos son fundamentales para el estudio de los movimientos novísimos, pero no juegan un papel decisivo al investigar los movimientos de la época contemporánea. Sólo algunos de estos métodos son lo suficientemente sensibles para poder evidenciar los movimientos contemporáneos. En particular, un método semejante es el de *estudio de las fases dinámicas del aluvión de los valles fluviales*, elaborado por V. V. Lamakin. Dicho método tiene por base lo siguiente. Allí por donde un río atraviesa los terrenos en ascenso de la superficie terrestre, su valle es de carácter erosivo. En este lugar el aluvión no se acumula, sino que sólo cubre, al trasladar, el lecho profundizado; Lamakin denominó este aluvión *cubriente* (instrativo). El muro del aluvión cubriente está situado por encima del basamento del río, que surca el terreno; en la composición del aluvión el material grueso (guijarreño, de grava) prevalece ante el menudo, la redondez y la selección son poco expresadas; cobra el mayor desarrollo la facies de barras, seguida por la facies costera[1]) de aluvión.

Al cruzar un río por terrenos en descenso, el valle adquiere carácter acumulativo; aquí se acumula de modo más o menos intensivo el aluvión *de revestimiento* (constrativo). El muro de un aluvión de revestimiento se dispone bajo el cauce fluvial; en su composición predomina el material menudo, la selección también es poco expresada; son de significado fundamental, o mejor dicho, de valor esencial las facies de valle anegadizo y costera del aluvión, poco distinguidas entre sí.

En los tramos intermedios de los valles está desarrollado el aluvión *interyacente* (perstrativo). Su piso está dispuesto al nivel de la base del lecho fluvial; el material grueso y menudo se contiene en este aluvión en cantidades iguales; la redondez y la selección son más completas; cobra gran desarrollo la facies costera.

Los análisis granulométrico y mineralógico detallados testimonian que en los terrenos de ascenso creciente aumenta el papel de las fracciones gruesas del aluvión, que se enriquece con minerales pesados: magnetita, ilmenita, rutilo y otros (B. S. Lunev).

La dirección y el ritmo de los movimientos actuales se reflejan también en el *espesor* del aluvión. El espesor normal del aluvión, según E. W. Shantser, corresponde a la diferencia de los niveles de la crecida media y del fondo de los cursos de profundidad media. Semejante espesor es típico para el aluvión interyacente (I. P. Kartashov), que se origina en condiciones del régimen tectónico «neutral». En

[1]) Las facies aluviales de barras y costera en su conjumto forman la facies de cauce.

los terrenos sometidos al alzamiento la potencia resulta disminuida con relación a la normal a la vez que en los tramos que se hallan en descenso, por el contrario, resulta elevada (L. V. Zorin).

Las investigaciones realizadas en varios distritos de la URSS y, en parte, en el extranjero, exteriorizaron una buena coincidencia de los tramos de espesor reducido y de aluvión contemporáneo grueso

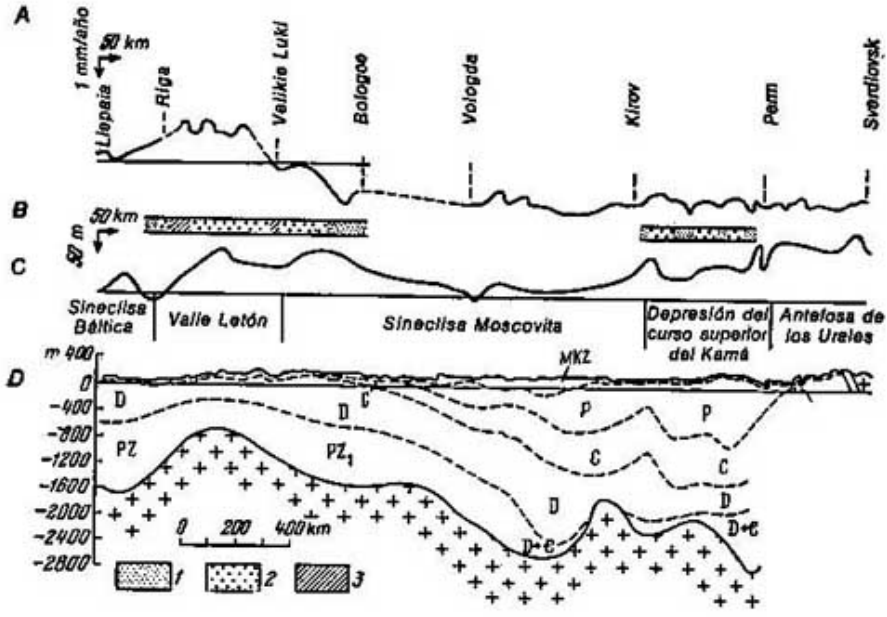


Fig. 14. Perfil por la línea de Liepaia—Sverdlovsk (según L. E. Setunskaia)
A — velocidades de los movimientos tectónicos contemporáneos; B — constitución de los valles de crecida (*1* — terrenos con preponderancia de la facies de llano aluvial; *2* — terrenos con afloramientos de los depósitos de la facies de cauce fluvial; *3* — terrenos de los valles de crecida de zócalo); C — amplitudes sumarias de los movimientos novísimos; D — cortes hipsométrico y geológico

con la disposición de pliegues anticlinales en las rocas originarias, así como con las zonas de elevación evidenciadas por la renivelación (fig. 14). Además, a las regiones de altas velocidades de movimientos contemporáneos están confinados los segmentos de cauce con grandes declives anómalos y de carácter sinuoso disminuido (meandros rectificados); por el contrario, para las estructuras negativas en desarrollo es típica una sinusoidad aumentada.

Otros métodos- Las elevaciones y los hundimientos de la superficie terrestre encuentran reflejo indirecto en el cambio posicional del nivel de aguas freáticas: en el primero de los casos se registra su descenso relativo, en el segundo, su ascenso (a consecuencia del retardo de desplazamiento de dicho nivel con respecto a la superficie de la Tierra). El descenso del espejo de aguas subterráneas se patentiza en el agotamiento de fuentes, en el descenso del nivel acuático de pozos, pero las oscilaciones del nivel de aguas freáticas encuentran la expresión más diáfana en la alteración de la cubierta vegetal.

En las zonas de clima húmedo los hundimientos finalizan formando pantanos al tiempo que las elevaciones, acompañadas del refuerzo de la erosión y del mejoramiento del drenaje, coadyuvan a la proliferación de bosques a cuenta de la estepa o tundra. Los principales macizos con turba de la parte europea de la URSS están concentrados en las regiones de hundimientos actuales (con frecuencia, heredados) (M. N. Nikonov). Dentro de los límites de la depresión de Siberia Occidental en las regiones de elevaciones los lugares pantanosos constituyen un 30—40% y en las de hundimientos, un 90—100% (L. G. Afónskaia, A. I. Serguéev). En los terrenos de elevaciones crecientes los pantanos y lagos «corren» en dirección opuesta a estas elevaciones (V. B. Polkánova). En las zonas, donde la precipitación atmosférica es igual a la evaporación, los hundimientos llevan a la salinización del suelo y la propagación de halófilas.

En las regiones de clima muy seco, la misma aparición de vegetación matoso-forestal sirve de síntoma de la subida de las aguas freáticas. Similares terrenos se confinan o bien a las líneas de fracturas tectónicas (por ejemplo, los arbustos de saxaúl situados linealmente en el Transcaspio, según V. P. Miroshnichenko), o bien a los tramos de los valles de ríos o arroyos secadíos en verano con un torrente estancado por debajo del lecho por un pliegue anticlinal creciente aguas abajo (la hondonada de Ferganá, según D. P. Resvi, y la depresión del Kurá, según V. Ya. Trotsiuk).

En las zonas de congelación «perpetua» las elevaciones corresponden a la degradación de ésta, los hundimientos terminan con la acrecencia de los hielos.

En las zonas de desiertos arenosos a las elevaciones anticlinales en crecimiento están confinadas las dunas de disposición perpendicular a los vientos predominantes en tanto que los terrenos intermedios se individualizan con el desarrollo de los bancales areniscos orientados en dirección de los vientos. La coherencia de las dunas con las elevaciones se puede explicar por el hecho de que las elevaciones crecientes obstaculizan al flujo de viento y en primer lugar se someten a la deflación las rocas que las componen (V. P. Miroshnichenko). Sin embargo, el frenado del flujo de viento puede ser originado por otras causas.

Movimientos contemporáneos originados por sismos. La manifestación más evidente de la actividad tectónica contemporáneo, que se registra, está relacionada con los terremotos. Durante intensos sismos con frecuencia reviven las fracturas y en dirección de estas fracturas se engendran los desplazamientos verticales y horizontales del suelo, en ocasiones suficientemente ostensibles.

En el mes de diciembre de 1957 tuvo lugar un terremoto muy violento en Mongolia, en el Altai de Gobi. Fue acompañado de la aparición de una sucesión entera de fracturas de una extensión total de cerca de 700 km. La componente vertical del desplazamiento a lo largo de estas fracturas alcanzaba 9,2 m, la horizontal, llegaba a 8,85 m. Localmente las fracturas tenían el carácter de fallas de corrimiento de unos bloques sobre otros con el recubrimiento horizontal de hasta 2—3 m. Las fracturas en buena parte resultaron confinadas a fallas originadas ya en el paleozoico o a principios del mesozoico. La divisoria de las aguas del macizo Ije-Bogdo, adelantado a lo largo de las fallas inversas, se asentó por las fallas de tracción; en el tramo Bitut la amplitud del desplazamiento gravitacional sismotectónico alcanzó 328 m; el área afectada por este desplazamiento fue de $3,5 \times 1,5$ km^2 (V. P. Solonenko y otros).

Sumamente notables fueron también los desplazamientos verticales (hasta 9,4 m) y horizontales (¡hasta 21 m!) durante el sismo más impetuoso de 1964 en Alaska.

No siempre, ni mucho menos, los terremotos resultan estar asociados con fracturas visibles en la superficie y marcadas en los mapas geológicos. En muchos casos son motivados por des-

plazamientos a lo largo de las fallas recubiertas con la cobertera estratificada de modo discordante por formaciones más jóvenes. De esta manera el estudio de los sismos con frecuencia indica la existencia de fracturas profundas y ocultas que prosiguen su desarrollo.

Así, se supone la existencia en el Pamir Septentrional de una fractura de este tipo debida a la concentración de los epicentros de terremoto a lo largo de la divisoria de las aguas y en la parte superior de la vertiente meridional de la cadena de Pedro el Grande (V. N. Kréstnikov). En el Cáucaso Menor en la meseta de Ajalkalak la localización de los hipocentros de terremotos denota la actividad de las fracturas de dirección latitudinal mientras que los datos geológicos permiten fijar sólo las fracturas de rumbo meridional (I. V. Kirílova).

De la misma importancia es la disposición lineal de los volcanes. Debido a ella, en particular, se esbozaron en Kamchatka dos sistemas perpendiculares entre sí de fracturas, a los que se hallan confinados los volcanes (A. N. Zavaritski). También se hallan fracturas alineadas según la disposición de los volcanes dentro del marco de la meseta volcánica Transcaucásica, donde ellos están cubiertos (lo mismo que en Kamchatka) por potentes acopios de los productos de efusiones volcánicas y eyecciones del Neógeno y Cuaternario.

Últimamente en la URSS se ha organizado el estudio de los sismos débiles mediante estaciones sísmicas móviles especiales. Esto dio la posibilidad de localizar con mayor precisión las fracturas generadoras de sismos. Además, los sismólogos han elaborado un *método de determinación de los parámetros dinámicos del epicentro de un terremoto*. Los parámetros dinámicos de un epicentro se dice que son el rumbo y buzamiento de la superficie de discontinuidad y la dirección de desplazamiento en el momento del terremoto. La aplicación de esta metodología ayuda a determinar no sólo la posición general de las fracturas ocultas, sino también sus elementos posicionales y el carácter de desplazamiento. Investigaciones de semejante índole son efectuadas asimismo por sismólogos norteamericanos. Ellos también obtuvieron resultados de gran interés, sobre todo en lo que atañe a los sismos en las márgenes de los océanos y en sus regiones periféricas (véase el cap. IX).

De la manifestación de los sismos catastróficos en el pasado histórico testimonian los majanos antiguos, los deslizamientos del suelo, los corrimientos de tierras, descubiertos en muchas regiones sísmicas, en particular, en la región del Baikal, en el Asia Central y en el Cáucaso (método paleosismológico de V. P. Solonenko).

El particular interés por el estudio de los movimientos contemporáneos que occurren en las regiones de alta sismicidad se motiva por los supuestos de que el cambio de velocidad y (o) de signo de dichos movimientos puede servir de uno de los indicios y ser empleado para predecir el tiempo de manifestación de eventuales sismos. Por eso en la URSS y otros países (y no sólo en las regiones de elevada sismicidad) en los últimos años se han formado polígonos

geodinámicos especiales para el estudio sistemático de los movimientos contemporáneos, tanto verticales como horizontales. Entre la totalidad de las observaciones ejecutadas en los polígonos, figuran las referentes al cambio de inclinación de la superficie terrestre con auxilio de instrumentos especiales, denominados *inclinómetros*. Estos son instrumentos de una sensibilidad muy alta, capaces de registrar cambios insignificantes de inclinación de la superficie. Pero una sensibilidad tan alta resulta culpable de que los inclinómetros registren también las consecuencias de diferentes fenómenos meteorológicos: precipitaciones de nieve y lluvia, un oleaje de tormenta, etc. Esto complica en extremo la interpretación de las indicaciones de los inclinómetros, por lo que el método con empleo del inclinómetro todavía no cobró vasta aplicación. Otro instrumento instalado actualmente en los polígonos geodinámicos se denomina *extensómetro* o *deformógrafo*, representa en sí un tubo hecho de cuarzo fundido y está destinado para estudiar los movimientos horizontales y las deformaciones volumétricas de la corteza terrestre.

De esta forma, el estudio de los movimientos tectónicos contemporáneos ha llegado a ser en el presente de mucha envergadura. Desde 1963 (Leipzig) se celebran regularmente simposios internacionales referentes a los movimientos contemporáneos. Es de esperar que las informaciones respecto de los movimientos contemporáneos seguirán haciendo un aporte cada vez mayor al estudio de las leyes regulares de manifestación y del mecanismo de los movimientos corticales en general. Únicamente los movimientos contemporáneos se pueden estudiar de modo inmediato a la vez que los movimientos del pasado geológico se perciben sólo de forma indirecta, a través del reflejo en el corte geológico y en la estructura cortical. Merece particular atención el estudio de los movimientos contemporáneos horizontales, que todavía está atrasado en relación con el estudio de los movimientos verticales.

§ 2. Movimientos novísimos de la corteza terrestre

Los métodos fundamentales de estudio de los movimientos novísimos de la corteza terrestre son los *geomorfológicos*. Están fundados en que los movimientos corticales seculares, lentos, actuando recíprocamente con los procesos exógenos y superando su actividad aplanadora, en última instancia encuentran reflejo en el relieve. El grado y el carácter de este reflejo son sumamente diversos; son diferentes para los países montañosos y llanos, para las costas de ríos y los litorales mari y para los espacios divisorios de las aguas, para las zonas de clima húmedo o árido. En consecuencia, conviene distinguir varios métodos geomorfológicos individuales de estudio de los movimientos corticales novísimos.

Método orográfico. Cuanto más intensos son los movimientos novísimos (y contemporáneos), tanto mayor resulta la dependencia de las formas de relieve con respecto al plano de distribución y a la amplitud de las elevaciones y los hundimientos de la corteza terrestre. De ahí se deduce que esta dependencia se hace evidente con mayor plenitud en las zonas activas contemporáneas de la corteza terrestre, expresadas de modo geomorfológico como países montañosos, mares internos o sistemas de arcos insulares, mares marginales y fosas oceánicas. En los continentes, el cuadro aparece extraordinariamente diáfano en aquellos países montañosos que se refieren a las zonas orogénicas de tipo epiplatafórmico. En tales regiones montañosas los movimientos profundos ascendentes y descendentes están complicados en grado mínimo con plegamiento del manto y con fracturas. De ejemplos sirven el Tian-Shan y la Transbaikalia, donde todas las cordilleras principales coinciden con las zonas de elevación cortical de la misma magnitud en tanto que las hondonadas de entre montes, con las zonas de inflexiones (S. S. Shults, N. A. Florensov). En la frontera de las elevaciones con las combaduras hacia abajo habitualmente se observan las fracturas activas, con los que se vinculan los sismos.

En los países montañosos que surgieron en las regiones geosinclinales alpinas, las correlaciones entre la orografía y la estructura son algo intrincadas. Pero aquí también las cordilleras principales corresponden a grandes hinchazones cupulares en bloques de la corteza terrestre al tiempo que las depresiones entre montes y premontañosas, a los respectivos encorvamientos. De ejemplos pueden servir el Cáucaso Mayor y Menor con las tierras bajas del Rión y del Kurá, que los separan, y las del Kubán y el Térek, que rodean al Cáucaso Mayor en dirección del norte. Entre tanto la divisoria de aguas principal del Cáucaso Mayor no en toda su extensión, ni mucho menos, coincide con el eje de la elevación general novísima, y los cordones de segundo orden aislados y las hondonadas entre montes tampoco coinciden con las elevaciones y hundimientos parciales; algunas hondonadas, por ejemplo, la depresión entre los cordones Skalisti (Rocoso) y Peredovoi (Avanzado), son, en lo fundamental, de origen erosivo, teniendo relación con la difusión de las capas arcillosas, derrubiables del Jurásico inferior y medio.

La concordancia de grado inferior entre el relieve y la tectónica novísima en los países montañosos geosinclinales jovenes del tipo caucásico o de los Cárpatos está motivada por el hecho de que la cubierta sedimentaria, ampliamente difundida en sus límites, es de resistencia mucho más variada respecto a la denudación que el fundamento consolidado de los países montañosos yacentes sobre plataformas resucitados a modo del Tian-Shan o la Transbaikalia, así como, parcialmente, por una diferenciación mayor de los movimientos.

Una discordancia de grado aún superior existente entre la orografía y la estructura, se registra en los países montañosos reju-

venecidos del tipo uralensa o apalachiano, caracterizado por la poca intensidad de los movimientos novísimos. Aquí la línea divisoria de las aguas con frecuencia se halla alejada del eje de la elevación máxima (en parte esto se explica por la no coincidencia de los ejes de las elevaciones novísima y primitiva, o sea, herciniana).

Sin embargo, no sólo en las zonas activas, sino que en las plataformas existe una vinculación determinada entre la estructura en desarrollo y el relieve.

Para la placa Rusa esta vinculación fue revelada más a fondo por K. I. Gerenchuk; según este investigador, sus sistemas fluviales principales están situados en las regiones de sineclisas y combas, en cambio las anteclisas son divisorias de las aguas. Así, el sistema del tramo medio de Dnieper se ajusta a los contornos de la sineclisa Ucraniana; el de Prípiat, a los de la flexión de Prípiat; el del Volga Superior, a los de la cuenca Moscovita; el del Pechora, a los de la sineclisa de Pechora; el del Dvina Occidental, a los de la ensilladura Letona y de la sineclisa Báltica; el del Bug Occidental, a los del pandeo de Lvov—Liublin, etc.

Al mismo tiempo, las estructuras positivas: escudos, anteclisas, salientes, etc., son regiones divisorias de aguas, en las cuales se disponen las fuentes, y no los troncos básicos de los sistemas fluviales. De modo análogo, el escudo Báltico separa entre sí los sistemas fluviales tributarios de los mares Blanco, de Barentz y Báltico; el escudo Ucraniano separa los sistemas del Dnieper Medio y del Bug Meridional; el macizo Bielorruso, los sistemas del Dviná Occidental, del Neman, del Prípiat y del Dnieper Superior; la anteclisa de Vorónezh separa el sistema de Don del de Oká, el sistema de Dnieper del de Séverni (Septentrional) Donetz, etc.

Con esto, debemos tener en cuenta que la denudación desigual con frecuencia causa ciertos desplazamientos de los contornos de las alturas y de las tierras bajas con respecto a los contornos de las respectivas anteclisas y sineclisas. Así, por ejemplo, la meseta Rusa Media está algo desplazada hacia el norte con respecto a la anteclisa de Vorónezh.

Encuentran su expresión en el relieve no sólo grandes estructuras profundas, sino también los pliegues que prosiguen en desarrollo. Las hileras de las colinas acaballonadas llamadas adiras, que orlan la cavidad de Ferganá corresponden a los pliegues que siguen alzándose en tanto que las depresiones intermedias del relieve pertenecen a los sinclinales. Semejantes colinas anticlinales crecientes se observan en la precordillera noreste del Cáucaso, en la parte oriental de la cuenca del Kurá, en las depresiones de la Transcaspia y de Tadzhikistán. En la estructuración de las cuencas del Kurá y Transcaspia participan sedimentos marinos dislocados del Cuaternario, incluyendo los de Jazár y de Jvalinia. En dichas zonas estos sedimentos no sólo están inclinados hasta 10—15° y más, sino que están alterados por las fallas complicadoras de estos pliegues.

Aparte de las regiones mencionadas de la URSS, los pliegues en desarrollo activo, patentizados en eminencias del relieve, se encuentran en Mesopotamia asiática, Nueva Zelandia y en otras regiones, y en todas partes están confinados a las antefosas y a las inflexiones entre montes.

El reflejo nítido del plegamiento en el relieve del Cáucaso, del Asia Central y Mesopotamia asiática se debe al crecimiento muy activo de las estructuras correspondientes, alcanzando una velocidad de varios milímetros por año, a juzgar sobre el cambio de los espesores de los depositos y otros datos. En cierto grado a esto contribuye el clima árido con velocidad reducida de los procesos de denudación. Mas si la velocidad de la subida de los pliegues se hace conmensurable con el ritmo de la denudación o aunque a éste se aproxima, los pliegues pierden su expresión orográfica. Por consiguiente, no siempre, ni mucho menos, la falta del reflejo directo de los pliegues en el modelado es un testimonio del cese de su crecimiento (N. P. Kostenko). Con frecuencia las elevaciones anticlinales que siguen creciendo se reflejan en el relieve no hipsométricamente, sino de un modo indirecto, digamos, desviándose los ríos de su curso (véase más adelante).

El influjo de las condiciones climáticas con particular ostensión se manifiesta en la elocuencia orográfica de los domos salinos abiertos. En condiciones de clima árido (la depresión de Tadzhikistán, Irán Meridional) a los núcleos de los domos de sal les corresponden las colinas denominadas «montañas de sal», donde ladera abajo se derrama la sal en forma de «heleros salinos». Por el contrario, en regiones de un clima algo más húmedo a menudo van acompañados de los embudos cársicos, a veces llenos de agua (por ejemplo, los lagos de Eltón, Inder y Baskunchak en la depresión Precaspiana).

No obstante, el factor decisivo que determina la expresión orográfica de los domos salinos no es el clima, sino la velocidad del alzamiento de ellos. Tanto en las condiciones del clima bien húmedo de la cuenca del Dnieper—Donetz, como en las regiones semiáridas de la costa izquierda del Volga inferior y del litoral septentrional del golfo de México y, por último, en la zona árida de la región petrolífera del Emba a los domos de sal les corresponden generalmente mesetas.

No sólo las cúpulas de sal, que crecen con relativa rapidez, sino también las elevaciones anticlinales de estructura débilmente expresada, que se desarrollan mucho más despacio, en circunstancias favorables, encuentran reflejo directo en el relieve. Semejantes circunstancias favorables son la intensidad erosiva relativamente débil y la salida, en el núcleo del pliegue, de rocas resistentes a la denudación. Siendo retardada la denudación y saliendo las rocas resistentes en la bóveda anticlinal, las correlaciones inmediatas existentes entre la estructura plegada y el relieve se pueden mantener un tiempo largo, incluso al cesar el crecimiento de los pliegues, como mostró Yu. A. Mescheriakov en el ejemplo de la región de Sarátov vecina al Volga. Y viceversa, la alternación de las rocas de diferente resistencia a la denudación favorece la elaboración del modelo inverso del relieve.

De esta manera, tanto en el caso de grandes estructuras, de

profundidad, como en el caso de formas más menudas, de plegamiento, la probabilidad de su expresión directa en el relieve es directamente proporcional a la velocidad del crecimiento de la estructura y a la resistividad que prestan las rocas del núcleo del pliegue a la denudación e inversamente proporcional a la intensidad de denudación, que a su vez depende en mucho de la humedad del clima. Como la velocidad de crecimiento de los pliegues varía dentro de límites mucho mayores que la velocidad de denudación y precisamente por eso tiene una influencia decisiva sobre la dependencia existente entre el relieve y la estructura plegada. Esto se puede apreciar bien por ejemplo en la parte europea de la URSS. En la periferia del escudo Báltico, que es la parte más estable de la plataforma Europea, las estructuras plegadas no se patentizan en el relieve. Dentro del marco del mismo escudo de modo muy activo se manifiesta la tectónica fisural, en bloques, del zócalo, la cual está reflejada en el talud del mismo, en las flexuras de la cubierta sedimentaria de poca potencia. Más allá al sudeste (en Bielorrusia, en la franja media de Rusia y en el curso del río Volga) predominan las correlaciones de la tectónica y del relieve directas o próximas a éstas, aunque en ciertos tramos se registran correlaciones inversas. Aun más allá del escudo Báltico, en el noreste extremo de la plataforma, o sea, en la cuenca del Pechora; en el sur, es decir, en las regiones del Dnieper, del mar Negro y en la zona premontañosa del Cáucaso; en el sudeste, eso es, en la zona Precaspiana, las correlaciones directas entre la estructura plegada y el relieve se hacen norma en tanto que las inversas aparecen como excepción. El plegamiento más reciente está reflejado del modo más acusado en el relieve del extremo sur, en la Transcaucasia y en el Transcaspio.

Pero al entrar en las zonas de elevaciones y hundimientos regionales de alta actividad, al crecimiento diferencial de los pliegues anticlinales y sinclinales se les impone el efecto de inclinación regional. Este efecto determina la supremacía general de la denudación en las zonas de elevaciones regionales, tanto en los límites de los anticlinales como en los de sinclinales, y la preeminencia general de la acumulación en las zonas de hundimientos regionales, sin depender asimismo de su estructura plegada. De esta manera, la manifestación orográfica de las estructuras plegadas parece ser como si se aplastase por las estructuras onduladas en bloques, patentizadas de un modo más ostensible. Merced a esto, las zonas de transición de las elevaciones intensivas generales a los hundimientos intensivos generales, es decir, las zonas de movimientos ondulados débiles o moderados resultan ser zonas de carácter orogénico, donde las estructuras plegadas encuentran su expresión más nítida.

Método batimétrico. Este método es análogo al orográfico y reside en el establecimiento de la coherencia «entre la tectónica viva» y el relieve subacuático. En la zona del shelf esta coherencia par-

cialmente se enmascara por el depósito sedimentario y por la acción de derrubio de las olas, agravada en las salientes del fondo; no obstante, al intensificarse de modo suficiente el crecimiento de los pliegues, las elevaciones anticlinales se exteriorizan como mesetas submarinas. Semejante relieve tectónico liso del fondo se registra en el Caspio, en la región de los archipiélagos de Apsherón y Bakú y en las orillas de Turkmenia, así como en el golfo de Méji-

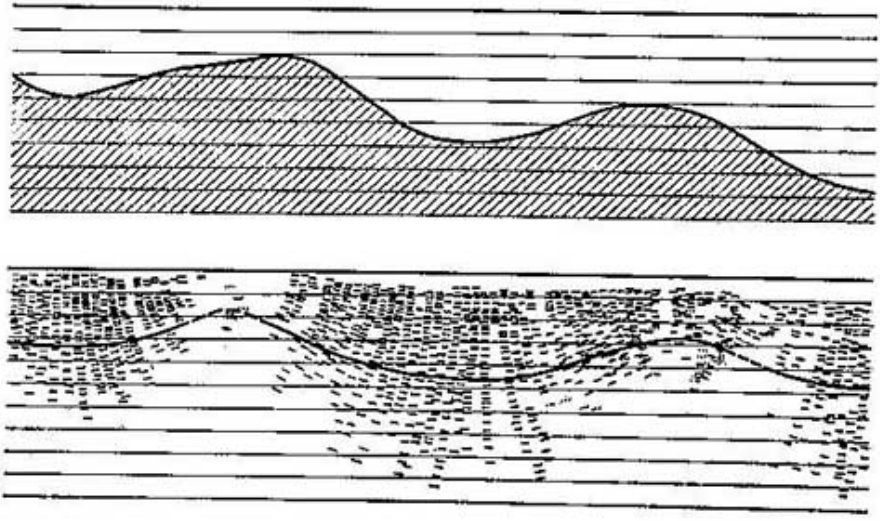


Fig. 15. Fragmento del perfil batimétrico (por arriba) y sísmico (por abajo) hecho a través de la depresión del Caspio del Sur (según A. Yu. Yunov)

co frente a la zona de domos salíferos de Texas y Louisiana; en esta última región se han descubierto centenas de mesetas submarinas locales, que, como es presumible, corresponden en su buena parte a cúpulas de sal. Debemos señalar, sin embargo, que en la zona de planicie continental se puede encontrar asimismo el relieve inverso inundado, inafectado por la abrasión en el caso de hundimiento rápido del fondo; un relieve parecido es frecuente en el litoral norteño de la península de Apsherón.

Fuera de los límites del shelf, donde la velocidad de acumulación de los sedimentos disminuye bruscamente, los pliegues anticlinales en crecimiento son más nítidos, como lo muestra, en particular, el ejemplo de la depresión del Caspio Meridional (fig. 15) y las fosas de Sigsbee situadas en la parte central del golfo de Méjico, donde la perforación ha confirmado la naturaleza de bóvedas salíferas de las colinas submarinas descubiertas allí.

Las grandes formas del relieve del fondo del mar, cuando no tienen origen volcánico, reflejan las estructuras de profundidad. El mar Caspio, extendido en dirección meridional, está surcado por una sucesión de grandes elevaciones y combas, reflejadas en

el relieve de su fondo en forma de rápidos y de fosas. Una depresión muy llana se dibuja en la parte más septentrional del Caspio; ella sirve de prolongación a la inflexión de Ust-Urt Septentrional y a la comba hacia abajo extendida entre Ergueni y el curso inferior del Volga. Esta depresión se separa de la depresión Caspia Media, de profundidad mucho mayor, por el rápido que une el alzamiento del Don-Caspio con el meganticlinal de Manguishlak. La propia depresión Caspia Media es una prolongación de la antefosa de la zona geosinclinal Caucásica. Al sur ella confina con el rápido de Apsherón, que sirve de eslabón de unión entre los meganticlinorios del Cáucaso Mayor y del Baljan Mayor: Kopet-Dag. En resumen, la depresión Caspia Meridional pertenece al sistema de las inflexiones del Kurá y del Transcaspio, situados entre montañas, como si formasen por sí centroclinales de este sistema.

Método morfométrico. Los métodos orográfico y barimétrico no se pueden emplear universalmente, ni mucho menos, sino que en las condiciones propicias. En la mayor parte de los territorios de plataforma, sobre todo, en los márgenes de las extensas llanuras acumulativas ocultas bajo la cobertera de los sedimentos más recientes, así como en las partes centrales de los pandeos existentes entre montes, debido a las causas antedichas, el relieve incluso no refleja directamente la presencia de estructuras plegadas activas; en particular, esto se refiere a las llanuras denudadas basadas en plataformas. Por esta razón, para evidenciar en semejantes condiciones las elevaciones anticlinales, lo que es importante desde el punto de vista de la geología del petróleo y del gas, se requiere la aplicación de métodos más exactos de *análisis estructural geomorfológico*; uno de estos métodos es el *morfométrico*.

Una de las primeras tentativas de elaborar dicho método fue el levantamiento de los mapas de las profundidades de encajaduras erosivas y de las profundidades de los valles fluviales, ideado por S. S. Sóbolev en base a la suposición de que la profundidad de una encajadura refleja la amplitud sumaria de las elevaciones transcurridas desde la época de formación de la red fluvial. Varios investigadores prestaron atención al hecho de que el grado de fracturación del relieve, en particular, el «carácter barrancoso», es decir, la densidad de la red de barrancos, es proporcional a la intensidad de las elevaciones. A lo largo de la periferia de las elevaciones anticlinales en crecimiento de la Turkmenia Occidental (en las taquiras) y en la llanura vecina a Tashkent se ha registrado la aparición de quebradas—encajaduras erosivas jóneves (V. P. Miroshnichenko, O. Yu. Poslavskaia). Los mapas de profundidades iguales de las encajaduras erosivas o los mapas de la accidentalidad del relieve (en dirección horizontal y en la vertical), cumplidos en diferentes modificaciones, ampliamente se utilizan ahora en la totalidad de los métodos estructurales geomorfológicos.

El método morfométrico cobró notable desarrollo en los trabajos de V. P. Filosófov, quien lo aplicó a la prospección de las elevaciones locales gaso y petrolíferas en perspectiva. El método indicado reside en la confección de una serie de mapas morfométricos en base a mapas topográficos. Entre ellos se destacan los *mapas*

de las superficies de base. El autor denomina superficie de base a una curva complicada que contornea la superficie trazada a través de las vaguadas de valles. Para confeccionarlos, sobre el fondo de un mapa topográfico se marcan los «thalwege» de todos los valles, incluyendo los secos, y se unen mediante isolíneas suaves (isobases) los puntos de intersección de los «thalwege» con las horizontales homónimas del relieve. Semejantes mapas se pueden confeccionar para todos los valles o excepto los valles del primer orden (o sea, que no tienen afluentes), así como para los valles de primer y segundo órdenes[1], etc., es decir, con una base topográfica es posible confeccionar una serie entera de mapas de superficies de base de diferente orden. Pero es necesario determinar preliminarmente el orden de los valles, para lo cual se levanta una carta especial.

Como señala V. P. Filosófov, la superficie de base confeccionada tomando en cuenta todos los valles, incluso los valles de primer orden, es decir, las quiebras de desagüe, difiere sólo de modo insignificante de la superficie topográfica. La superficie de base de segundo orden confeccionada sin contar los valles de primer orden, ya difiere notablemente de esta última; en un grado aún mayor esto atañe a las superficies de tercero y mayores órdenes.

En los terrenos de elevaciones tectónicas más recientes los declives de los valles aumentan, y por lo tanto para semejantes territorios resultan ser típicas las pocas distancias entre horizontales de los hundimientos más recientes.

En el caso de un reflejo directo de los anticlinales en el relieve, cuando las divisorias de las aguas coinciden con las bóvedas de los pliegues anticlinales y los valles fluviales, con los sinclinales, las isobases se aproximan entre sí en los espacios divisorios de las aguas y aparecen rarificadas en los límites de los valles fluviales (fig. 16). Las correlaciones inversas son propias del relieve invertido (fig. 17). Siendo el relieve invertido a medias, la condensación de las isobases cae en las vertientes de las divisorias de las aguas; en las propias divisorias de aguas y en los valles las distancias entre las isobases crecen. El dibujo condensado de las isobases en forma de semielipse en las condiciones de plataforma indica generalmente, según Filosófov, una elevación tectónica local y sólo de vez en cuando, en una depresión, que sobre las plataformas es un fenómeno raro. Si el eje de esta figura coincide con la línea divisoria de las aguas, es evidente que el relieve es directo; si coincide con el valle, el relieve es invertido.

Las elevaciones locales de las plataformas están patentizadas de forma satisfactoria en los mapas de superficies de base de segundo orden. En los mapas de las superficies de órdenes tercero y cuarto se destacan ya las estructuras de mayor tamaño del

---

[1]) Un valle de segundo orden surge como resultado de la confluencia de dos valles de primer orden; un valle de tercer orden, de dos valles del segundo orden, etc.

tipo de caballones, flexuras a la vez que en los mapas de superficies de órdenes superiores (quinto, sexto), las elevaciones y depresiones aún más grandes, o sea, anteclisas y sineclisas, así como antefosas, inflexiones entre montes y conjuntos plicativos de las regiones geosinclinales.

Como complemento de los mapas de superficies de bases V. P. Filosófov recomienda levantar los mapas del relieve residual, obteni-

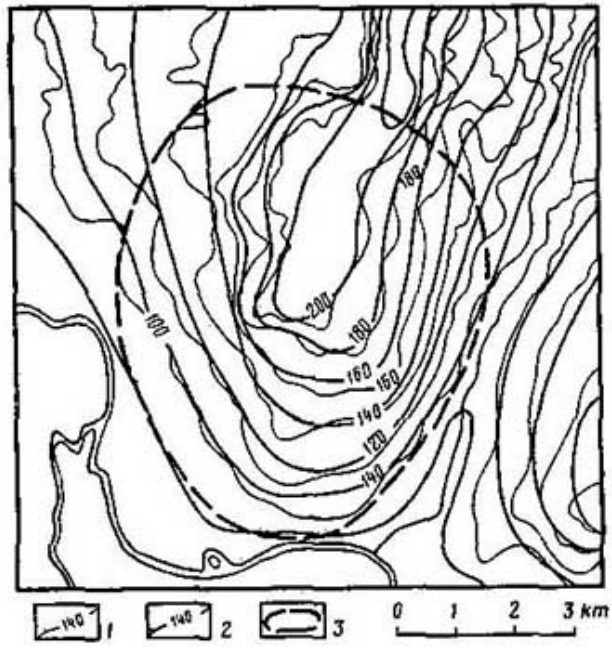


Fig. 16. Dibujo de las isobasitas para una elevación tectónica con el relieve directo (según V. P. Filosófov)

1 — horizontales; *2* — isobasitas; *3* — contorno de la bóveda del anticlinal

ble descontando la superficie de bases de la hipsométrica; los mapas de la superficie de cimas, análogos a los mapas de superficies de bases, pero levantados por las cotas no de los valles, sino de las divisorias de las aguas; los mapas del arrastre, obtenibles como resultado de sustraer las horizontales de base topográfica de los mapas de superficie de cimas y, por último, los mapas de diferencias entre superficies de bases, confeccionados sustrayendo en forma gráfica sucesiva las superficies de órdenes superiores de las superficies de órdenes menores.

La práctica de la aplicación del método morfométrico de V. P. Filosófov en distintas regiones del país ha mostrado que en conjunto con otros métodos, éste encuentra empleo más oportuno dentro del marco de las llanuras de plataforma con el relieve de accidentalidad bien manifiesta. Este método es poco propicio o incluso

inútil del todo para estudiar la tectónica más reciente de las llanuras acumulativas jóvenes de pocos accidentes o de los países montañosos de relieve confundido y estructura plegada disyuntiva.

Un método algo diferente, pero más sencillo, del análisis morfométrico, fundado en la confección de los *mapas de morfoisohipsas*, fue presentado por L. B. Aristárjova. Al confeccionar mapas simi-

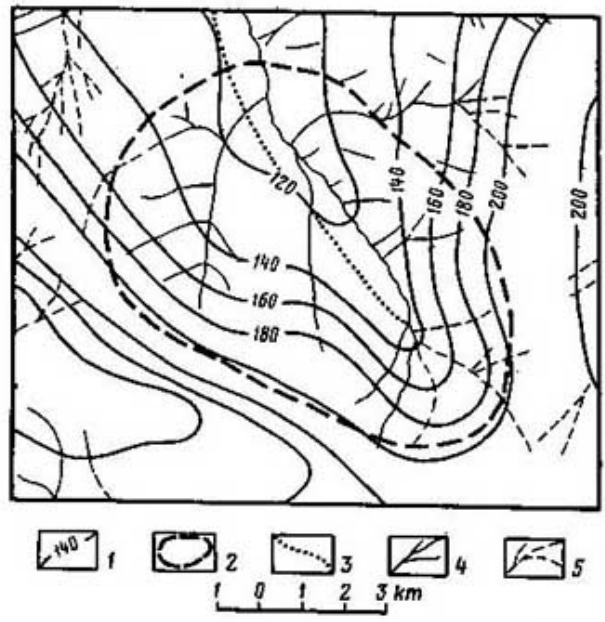


Fig. 17. Dibujo de las isobasitas para una elevación tectónica con relieve inverso (según V. P. Filosófov)

1 — isobasitas; *2* — contorno de la bóveda anticlinal; *3* — alta costa acantilada del valle; *4* — barrancos y ríos; *5* — barrancas

lares, parece ser como si se quitase de la base topográfica las quiebras lineales erosivas y otras, uniéndose de líneas suaves las salientes positivas de las horizontales homónimas y las cotas aisladas de las horizontales de valor próximo. Las elevaciones locales se expresan en mapas semejantes como salientes y óvalos cerrados de las morfoisohipsas a la vez que las combaduras hacia abajo, como depresiones cerradas, golfos o divergencia de las morfoisohipsas. Para hacer manifiestas las estructuras negativas o positivas de mayor tamaño se efectúa la generalización de las morfoisohipsas.

Las más propicias para evidenciar los movimientos más recientes, son las costas de los mares, lagos y valles fluviales en vista de que el nivel del agua sirve de punto de referencia fundamental, con respecto al que se determinan las deformaciones corticales, y en vista de que la línea costera de los depósitos de agua marinos

y lacustres y el cauce fluvial son de sensibilidad singular a las traslaciones tectónicas de todo género.

Método de estudio de las terrazas marinas; observaciones en la franja litoral y de planicie continental. A lo largo de los litorales marinos es frecuente ver una serie completa de terrazas en forma de peldaños sucesivos; las superiores al mismo tiempo son las más antiguas. Cada una de las terrazas es una plazoleta de inclinación suave en dirección al mar, o sea, la parte superior de un banco arenáceo continental de antaño, la que linda con el escalón litoral antiguo. Su costura trasera corresponde a la línea costera que data de la época de formación de la terraza y justamente por esto debe servir para las mediciones de la altura contemporánea de esta terraza. La modalidad del escalón y de la superficie allanada de la propia terraza condicionan la posición de relativa estabilidad de la línea costera al pie del escalón. Luego debían de suceder un descenso a salto brusco del nivel del mar y la elaboración de la nueva terraza y del nuevo escalón a un nivel más bajo[1]).

De tal guisa, como causa de la formación de una serie de terrazas pueden aparecer, o bien un descenso sucesivo del nivel del mar, o bien un alzamiento de igual sucesión de la tierra firme con respecto a la posición invariable del nivel del mar. En realidad, como señalábamos más arriba, ni el nivel del mar, ni la posición de la tierra emergida respecto al nivel del mar permanecen constantes, y las terrazas se originan al accionar entre sí estos dos factores variables. La marcada persistencia omnipresente de las cotas de altura de las terrazas coetáneas puede servir de testimonio del papel rector de las oscilaciones eustáticas del nivel del mar.

Semejante persistencia fue destacada en el mar Caspio por las investigaciones de P. V. Fiódorov. Ella se interpreta como resultado del descenso del nivel de este depósito de agua cerrado que ocurrió en el transcurso del período cuaternario a consecuencia de la disminución de la precipitación atmosférica que tuvo lugar en su cuenca. No obstante, sobre el fondo de la disposición paralela y de una misma altura, que ocupan las terrazas caspianas, en tramos aislados del litoral se registra un brusco cambio de sus cotas, que testimonia de modo evidente el carácter tectónico de las deformaciones. Las terrazas más bruscamente elevadas son propias de la región del hundimiento sudeste del Cáucaso Mayor, y las elevadas en menor grado se pueden ver en la desembocadura del Emba y en la península de Krasnovodsk; de modo contrario, en Turkmenia Sudoesto (la depresión Transcaspiana) y en la región de la embocadura del Kurá (depresión del Kurá) las terrazas notablemente se hunden, sumergiéndose en

---

[1]) A. S. Ionin, P. A. Kaplin y B. A. Popov demostraron teóricamente que las terrazas marinas pueden surgir también en condiciones de un ascenso uniforme (y no a saltos) de la tierra emergida o de un descenso así del nivel del mar. Sin embargo, semejantes terrazas han de ser sólo de propagación local y de poca persistencia; además, los movimientos corticales a las oscilaciones del nivel marino debido a su naturaleza difícilmente fueron alguna vez de carácter uniforme. A pesar de todo, hay que tener en cuenta estas deducciones, que obligan, como señala con justeza O. K. Leóntiev, a hacer conclusiones acerca de los movimientos del litoral, basándose en las observaciones sistemáticas, y no fragmentarias, respecto a las terrazas.

trechos bajo el nivel actual del mar (fig. 18). La comparación de las alturas de yacimiento de las terrazas coetáneas del Cáucaso Sudeste pinta con nitidez la participación de dichas terrazas en la elevación abovedada general del Cáucaso Mayor, en la estructuración de su periclinal (fig. 19).

Un cuadro análogo se observa asimismo en el litoral caucásico del mar Negro, que fue asociado de modo mucho más estrecho con el océano en el período cuaternario. En la franja de Anapa a Sujumi las terrazas se encuentran más o menos a un mismo nivel; hacia el sur de Sujumi se hunden, ya en la región de la tierra baja de Koljida las rocas sedimentarias del Cuaternario no constituyen

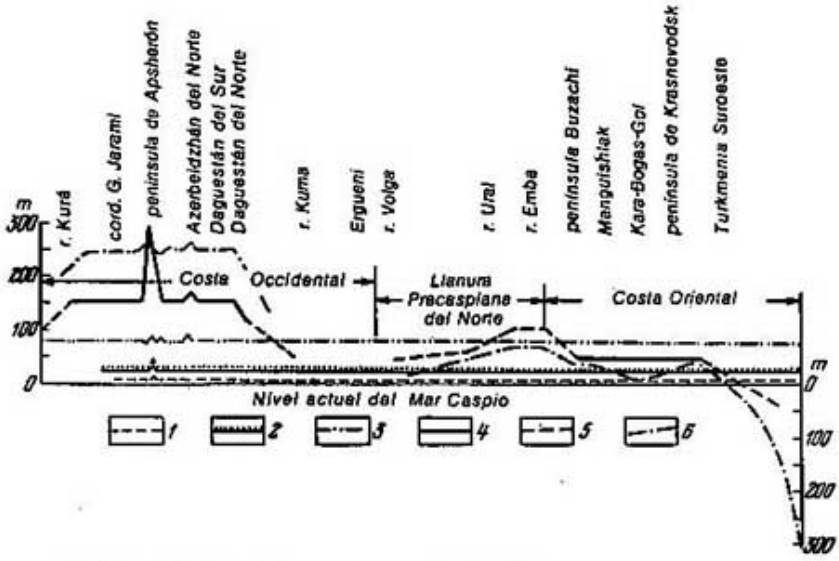


Fig. 18. Gráfico de las deformaciones de las líneas costeras antiguas del Mar Caspio (según P. V. Fiódorov)

Líneas costeras: 1 — novocaspiana; 2 — jvalinskaia tardía; 3 — jvalinskaia temprana; 4 — jazarskaia temprana (guiurguinskaia); 5 — ídem, presupuesta; 6 — de Bakú

terrazas adosadas entre sí, sino que están superpuestas unas sobre otras en la secuencia habitual de formaciones marinas: las más antiguas se extienden bajo las más jóvenes. Un hundimiento de las terrazas, aunque mucho más débil, se registra asimismo al noroeste de Anapa, en la península de Tamán en dirección al estrecho de Kerch.

No obstante, la disposición paralela y a una misma altura de las terrazas en un tramo considerable del litoral no siempre es originada por el descenso eustático del nivel del mar. Si el tramo correspondiente del litoral es rectilíneo y la línea costera va en una dirección próxima al rumbo de las estructuras, sobre todo, si va acompañada de fracturas, en tal caso es posible que una disposición semejante de las terrazas deba su origen a una elevación ribereña abovedada en bloques y uniforme con respecto a la línea costera, siendo la ribera paralela al eje de la elevación. Quizás precisamente un caso análogo tenemos en el litoral caucasiano del mar Negro entre Anapa y Sujumi.

A más de las terrazas alzadas sobre el nivel actual del mar, es frecuente observar *terrazas inundadas*, testigos de una elevación del mar más baja que la actual o indicios del descenso novísimo que sustituyó una elevación. Se estableció que semejantes terrazas se hallan, en particular, en los mares Caspio, Negro y de Barentz. La existencia de terrazas inundadas evidencia que el desplazamiento recíproco de la costa y del nivel del mar no se reduce al movimiento de

éstas en una sóla dirección, sino que tiene un carácter más complicado, oscilatorio.

El estudio de la morfología de las costas, de las franjas costeras y de la continental concede un material suplementario para poder juzgar sobre la dirección de los novísimos movimientos tectónicos. El contorno bruscamente acantilado de una costa, con numerosos golfos, bahías, penínsulas, cabos, corrientemente atestigua un hundimiento de la costa relativamente rápido, cuando la abrasión

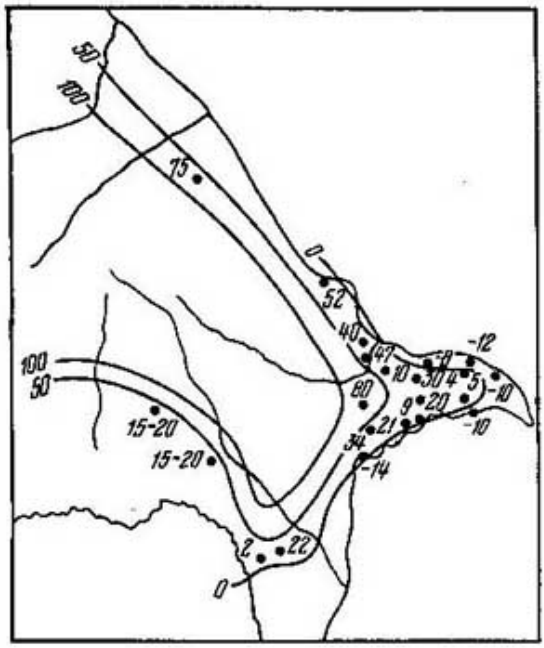


Fig. 19. Isolíneas de las alturas de yacimiento de las terrazas jvalinskaia temprana del Cáucaso Sureste

no tiene tiempo para aplanar el relieve terrestre en cuyas depresiones el mar penetra, primero que todo, por ejemplo, en las partes inferiores de los valles fluviales. En este caso en la parte superior del shelf se suelen registrar las huellas del relieve terrestre inundado: prolongaciones submarinas de los valles fluviales, filas de morrenas, algunas veces bosques inundados, turberas, horizontes del suelo antiguos, hielos sepultados, etc.

Podemos mencionar el descubrimiento de un turbal y de osamentas de vertebrados terrestres en Dogger-bank casi en el centro del mar del Norte, del fondo de congelación perpetua o incluso helado en el mar de Kara y en el estrecho de Láptev, de las morrenas inundadas en el mar Blanco y en el litoral de Múrmansk de la península de Kola. Las prolongaciones marinas de valles fluviales dentro del marco del shelf se hicieron constar en los mares de Barentz, Negro, del Norte, de Ojotsk, del Japón, Meridional de la China, a lo largo de las costas del Atlántico, en el Pacífico, a orillas de la península de California, en el Indico, en las costas de Indostán. Prolongaciones submarinas han sido descubiertas para los ríos Hudson, Misisipí, Congo, Niger, Indo, Ganges, Tajo y otros; a menudo se extienden a distancia de más de 100 km y alcanzan la profundidad de más de 2000 m. Además de valles verdaderos inundados existen formaciones parecidas a éstos, llamadas cañones submarinos, que surcan el talud continental y el lecho del océano, y que tienen un origen un tanto distinto.

Para las costas descendentes son típicas asimismo las desembocaduras de los ríos en forma de *estuarios*, o sea, marismas. A la formación de los estuarios, sin ninguna duda, contribuyen los flujos intensivos, pero el papel resolutorio pertenece al hundimiento tectónico. Esto se confirma por el ejemplo de las marismas del litoral septentrional del mar Negro, donde no se registra ningún fenómeno de flujo; fuera de esto, en los estuarios del Dnieper y el Bug mediante sondeo son descubiertos estratos con vegetación terrestre, lo que testimonia la sustitución de las condiciones del valle anegadizo fluvial por la conyuntura del estero. Al mismo tiempo la formación de los *deltas* se opera en las orillas estables o ascendentes. Aunque, si el río acarrea gran cantidad de material detrítico, el crecimiento del delta puede transcurrir también en condiciones de sumersión del litoral. Por otra parte, todos los grandes deltas se hallan confinados a los encorvamientos tectónicos (Misisipí, Nilo y otros). De esta manera, el aumento, la estabilidad o la reducción del área del delta dependen de las correlaciones existentes entre el acarreo del material detrítico por el río, y el signo y la magnitud, con los cuales se opera la traslación tectónica del litoral y de la parte adyacente de la planicie continental. Al descender el nivel del mar, se intensifica la erosión lateral en la cuenca inferior del río, y el crecimiento del delta se puede sustituir por el derrubio del mismo. El ascenso del nivel del mar acaba con el crecimiento intensificado del delta.

La posición estable del litoral da lugar al allanamiento de éste, a la extinción de la abrasión y al desarrollo cada vez mayor de los procesos de aluvión, acumulación. El ascenso del litoral acelera estos procesos, y es por esto que las costas acumulativas en su mayor parte corresponden a los tramos litorales en ascenso, y las abrasivas, a los en descenso. Sin embargo, esta regla no se puede considerar absoluta. Una vez más, todo depende de la correlación existente entre la intensidad de los procesos de denudación, en dicho caso, de la abrasión, y los movimientos tectónicos. Con el ascenso lento del litoral y con la poca resistividad de las rocas que lo constituyen, la abrasión tiene tiempo para cortar la superficie emergida a consecuencia del ascenso, y la línea costera sigue retrocediendo. Así están las cosas en la isla Kildin, en la península Ribache, en el Spitzberg, en Nueva Sembla (V.P. Zenkóvich). Por otra parte, no siempre, ni mucho menos, la sumersión del litoral va acompañada de la intensificación de los procesos abrasivos y del avance del litoral tierra adentro. Si en el hundimiento se incorporan los tramos con declives menores que los susceptibles a la abrasión, en ellos, al comenzar la sumersión, puede muy pronto reanudarse el crecimiento de las formas acumulativas a expensas del ingreso del material detrítico de los terrenos abrasivos (O.K. Leóntiev).

De uno de los índices de más confianza del alzamiento o del descenso relativo del nivel del mar sirve, según V.P. Zenkóvich, la disposición de los *cordones costeros*. Al bajar el nivel del mar

(es decir, al emerger el litoral), cada cordón más joven y más próximo a la costa contemporánea resulta encontrarse bajo el antecedente; al alzarse el nivel del mar (es decir, al sumergir la costa), el cuadro se invierte (fig. 20). El primer caso lo podemos observar en el litoral de Múrmansk, el segundo, en la costa de Nueva Bretaña.

En las condiciones de sumersión lenta o de emergencia lenta de la tierra firme cobran gran desarrollo las *costas de lagunas*, dulcificadas o salinizadas (en dependencia del ambiente climático), separadas del alta mar por barras, lenguas de tierra, restingas.

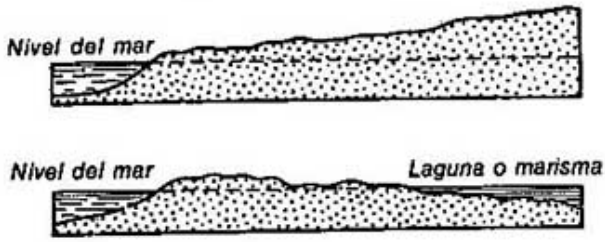


Fig. 20. Caballones litorales con el nivel del mar en descenso (arriba) y en ascenso (abajo) (según V. P. Zenkovich)

Al aumentar el descenso, las barras presionan a las lagunas, cuya área se reduce v hasta desaparece (fig. 21, *a*); creciendo el ascenso, se ensanchan la barras (fig. 21, *b*), y también las lagunas pueden aumentar sus dimensiones (O. K. Leóntiev).

Otro índice valioso de los desplazamientos relativos de la tierra emergida y del nivel del mar son los *arrecifes de coral*. Como se sabe, los corales coloniales se desarrollan a profundidades de no más de 45 — 50 m. Por consiguiente, el descubrimiento de las construcciones coralinas cuyas potencias superen esta magnitud, indica el hundimiento correspondiente del fondo. El sondeo de los atolones del Pacífico evidenció que el espesor de las construcciones coralinas supera los 1400 m, además, a esta profundidad los corales son de edad oligôceno. Esto nos da la idea de la magnitud del descenso hecho por el zócalo del arrecife a partir del Oligoceno. Sobre los hundimientos dice también la existencia de los arrecifes coralinos, que ya han terminado su desarrollo, a las profundidades superiores a la hondura límite de población de los corales. Al norte de la isla Ceram (Indonesia) los cayos son descubiertos a profundidades de 1300 — 1600 m y en otro lugar del archipiélago Malayo, incluso de 3924 m. En Indonesia, Japón, Corea, los arrecifes, a veces jóvenes y casi contemporáneos, se hallan elevados sobre el nivel del mar, hasta en 1000 m en la isla Timor.

Método de estudio de la red fluvial y de los valles de río. El estudio de los valles de río, en particular, de las terrazas fluviales, del corte geológico longitudinal de los ríos, de la correlación entre los valles y las estructuras de origen tectónico, así como del diseño

de la red fluvial en su conjunto, o sea, de la orientación de los valles, de los meandros de los ríos, etc., y, por último, de la evolución de la red fluvial, sobre todo, de los fenómenos de intercepciones fluviales, proporciona materiales sumamente valiosos para poder juzgar sobre los movimientos corticales novísimos que transcurren en el interior de los continentes. Esto se explica por la extraordina-

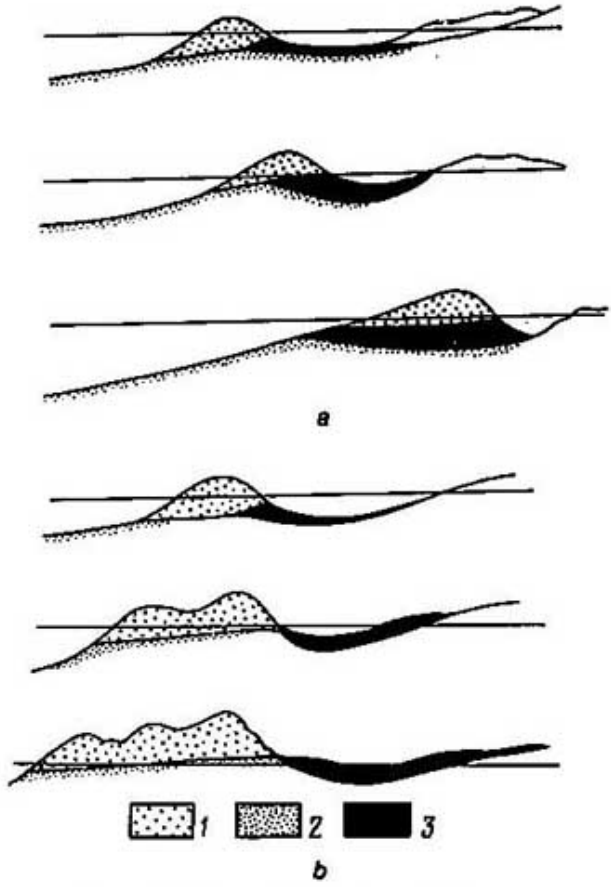


Fig. 21. Desarrollo de la costa lagunar:
a — en condiciones de hundimiento; b — en condiciones de alzamiento (según O. K. Leóntiev)
1 — sedimentación de una barra; 2 — sedimentos de un talud costero subácueo; 3 — depósitos lagunares

ria sensibilidad de las corrientes fluviales de agua respecto a los cambios, incluso muy pequeños, pero de larga duración del declive de la superficie aflorante. Como mostró K.I. Guerenchuk, ya la propia disposición de los valles fluviales queda determinada por las condiciones tectónicas. Cada barranca y barranco son valles fluviales en potencia, pero entre la multitud de barrancos y barrancas, que se desarrollan por efecto de las precipitaciones atmosfé-

ricas, se convierten en valles fluviales sólo aquellos que más rápidamente reciben la alimentación subterránea. En semejantes condiciones favorables se encuentran los barrancos y barrancas confinados a estructuras sinclinales, fracturas, flexuras, por las cuales se opera la descarga de las aguas subterráneas.

En su desarrollo sucesivo los valles fluviales se adaptan a las estructuras tectónicas activas. Las estructuras anticlinales, que crecen más rápido que el río en ahondar su lecho, declinan la co-

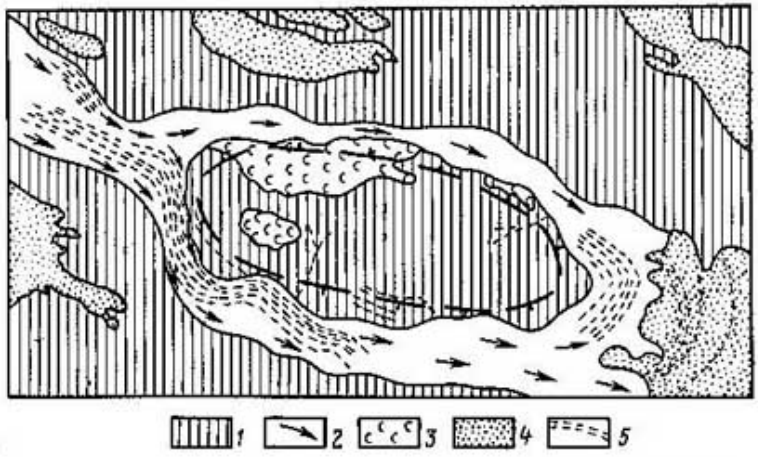


Fig. 22. Mapa geomorfológico esquemático de la elevación de Oleinichev (según A. F. Yakushova y A. A. Chistiakov)

1 — llanura marina acumulativa jvalinskaia tardía; *2* — cañada de desagüe jvalinskaia tardía; *3* — arenas desparramadas; *4* — arenas aventadas; *5* — huellas del desagüe antiguo (caballones cerca del cauce, cañadas desaparecidas, etc.)

rriente y causan los meandros del río. Meandros así se estableció que existen, en particular, en el curso inferior del Volga, río abajo cerca de Volgogrado, en los afluentes izquierdos del Dnieper, en las márgenes de la depresión del Dnieper — Donetz, en el curso inferior del Yenisei entre Dudinka y el puerto de Ust-Yenisei; en los dos primeros casos como causa de aparición de los meandros sirven los domos cupulares que crecen con particular rapidez. A veces los ríos o sus brazos de corrientes paralelas entre sí parece ser como si se abriesen por las elevaciones en crecimiento; en particular, semejante cuadro se observa en los deltas del Térek y del Sulak, donde ramales separados contornean los alzamientos crecientes (fig. 22). En otros casos se registran meandros concordantes de varios ríos de cursos paralelos entre sí, que doblan un anticlinal que va sumergiéndose.

Al crecer muy rápido las elevaciones anticlinales, lo que es más frecuente observar ya en las regiones orogénicas en sus antefosas e inflexiones entre montañas, el río se ve obligado a abandonar su valle de antes y elaborar uno nuevo rodeando la elevación sur-

gida. Semejantes *valles, suspendidos* o *abandonados*, se saben en varias regiones del Caúcaso: el valle de Jankal, situado al sudeste de Grozni y que pertenecía anteriormente al río Argún; el valle de Achaluk, que se halla en la parte occidental del cordón de Sunzhen y que fuera formado en su tiempo por el río Fiagdon; la parte superior del valle del río Devebatanchai, que se encuentra en la depresión del Kurá, etc.

En el caso en que el río resulta estar en condiciones de salvar la subida del pliegue en crecimiento, profundizando gradualmente su lecho, el valle conserva su posición antigua, pero la penetración

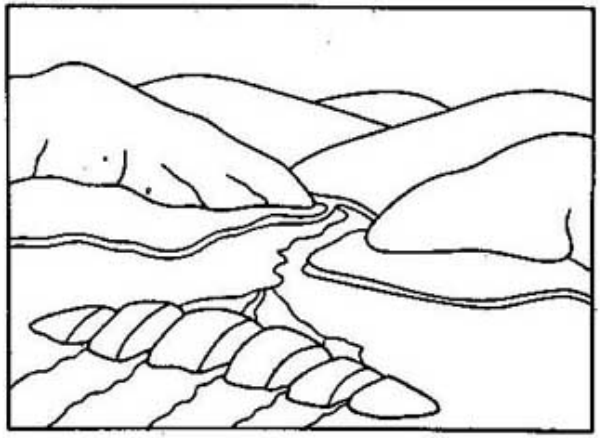


Fig. 23. Valles antecedentes de los brazos del Guerdimanchai cerca del pueblo de Padar (según V. A. Grossgeim)

erosiva crece poco a poco. De esta forma se originan los *valles antecedentes*, que son el resultado de abrirse camino el río en las elevaciones anticlinales jóvenes (más jóvenes que el propio río). Como se deduce de lo expuesto, la condición para la formación de valles antecedentes es la superación de la elevación de carácter tectónico por el poder erosivo del río, que es posible sólo con una potencia considerable de la corriente de agua y con gran magnitud del declive del cauce o siendo de débil manifestación el incremento de la elevación anticlinal.

Los ejemplos de valles antecedentes son de singular multiplicidad en los países montañosos jóvenes, en particular, en el Cáucaso: la rotura de Eljotov del río Térek hecha a través de la cordillera de Kabardia Menor, el paso de Dzbulfin del río Araks, la garganta de Jadúm del río Sulak, etc. Tal vez, de ejemplo más impresionante y persuasivo puede servir la «puerta de Padar» del río Guerdimanchai de la cuenca del Kurá. Este río, al salir en la tierra baja del Kurá—Araks, engendra un delta terrestre, dividiéndose en siete brazos, que cortan el cordón de Karamarián, anticlinal muy joven constituido de capas del Cuaternario inferior. Esta colina finaliza un poco más al este del brazo más oriental del Guerdimanchai, fusionándose con la superficie llana de la depresión; ella también se extingue en oeste. A pesar de las correlaciones de esta índole, bien visibles

en la fig. 23, el Guerdimanchai dejó de doblar la colina de Karamarián, pero con motivo de la notable aptitud erosiva (éste es un río de montañas típico con corriente de lodo) logró perforar esta elevación, conservando para todos sus brazos su dirección antigua.

De síntoma característico de los valles antecedentes sirven también los *meandros excavados*. Anteriormente ya mencionamos que en los tramos de los valles sometidos a la elevación se observa generalmente la rectificación de los meandros, es decir, la disminución de la sinusoidad del curso, a la vez que los meandros en desarrollo libre son propios de los terrenos que se hunden. No obstante, si la transición de los hundimientos a las elevaciones es repentina, la erosión lateral se sustituye por la de profundidad, y se operan la fijación e incisión de los meandros. Se pueden ver meandros penetrantes típicos en la garganta de Dzhulfin del Araks, en el valle del Mana, afluente derecho del Yeniséi, que atraviesa la elevación joven del Sayán Oriental y en muchos otros lugares.

Los movimientos tectónicos a que está sometido el terreno por el que corre un río, encuentran reflejo asimismo *en la forma del corte longitudinal y del transversal del valle fluvial.*

Más arriba ya señalábamos que el aumento del declive del curso comúnmente está sujeto a los tramos de elevación y, en general, a altas velocidades de los movimientos. El carácter escalonado del perfil, como se puso de manifiesto en los ejemplos del Elba, del Narín, del Sefidrud en Irán, puede testimoniar que el río atraviesa fracturas activas, si es que no se explica (al igual que el aumento del declive en general) por el cambio de composición de las rocas del lecho o por el cambio del consumo de agua, en relación con la desembocadura de afluentes. El tipo cóncavo de la curva del corte longitudinal es típico de los ríos cuyas fuentes se encuentran en una región de elevación, mientras que la cuenca inferior, en la región de hundimiento (Kurá, Rioni, Térek, Kuma, etc.). El perfil rectilíneo, más exactamente, apenas cóncavo, es propio de los ríos de las regiones de plataforma, de tectónica sosegada, en particular, de la llanura Rusa. El perfil convexo individualiza a los ríos que pasan por terrenos de elevaciones abovedadas y abovedadas en bloques, cuyo gradiente crece hacia la periferia; tales son, por ejemplo, los ríos de Fennoscandia.

En el caso de heterogeneidad estructural de los territorios cruzados por el río, el perfil longitudinal tiene una forma complicada. Por ejemplo, el Dnieper posee un perfil así de complejo: desde las fuentes hasta Kíev el perfil del Dnieper es rectilíneo en tanto que entre Kíev y Zaporozhie toma una forma convexa, hecho debido a que el río cruza al escudo Ucraniano, que sigue elevándose.

Los geomorfólogos ucranianos (I. L. Sokolovski, N. G. Vólkov) han elaborado un método cuantitativo para valorar la desviación de los perfiles longitudinales de ríos observados en realidad, con respecto a los análogos geométricos calculados matemáticamente. En base a las magnitudes obtenidas según este método, se confec-

cionan los mapas de las isolíneas denominadas *isodefas* (o sea, isolíneas de deformación de los perfiles longitudinales).

La elevación desigual de las riberas del río es la causa fundamental de la *asimetría de los valles fluviales.* Conforme a la conocida ley de Beer, los ríos que corren en el hemisferio boreal declinan a la derecha a consecuencia de la rotación de la Tierra alrededor de su eje (en el hemisferio austral se desvían en dirección contraria). Sin embargo, el factor tectónico puede superar el efecto de la fuerza de Coriolis y causar el desplazamiento del río en la dirección opuesta. Esto se puede ver de nuevo en el ejemplo del Dnieper en su curso medio, desplazado al este por la elevación en crecimiento del escudo Ucraniano. Otras causas de la asimetría de los valles (el diferente espesor del manto de nieve de las dos riberas, la estratificación monoclinal de las capas de diferente dureza en los valles longitudinales) son de menor importancia en comparación con el factor tectónico. Como regla general, los ríos como si resbalasen en dirección de la elevación mínima o de hundimiento relativo, en particular, a lo largo de los flancos anticlinales y de alzamientos abovedados. En muchos casos se registra, sin embargo, el hecho contrario: el derrubio de las elevaciones anticlinales por los ríos. A título de ejemplo se aducen, en particular, los valles del Chagan, del Irtek, del Samara, del Ural, del Ilek de la región de Orenburgo. Si el deslizamiento de los ríos a lo largo de las bóvedas de los anticlinales en crecimiento es un fenómeno comprensible del todo, en cambio el cuadro inverso es difícil de explicar. V. P. Filosófov enunció el supuesto de que el derrubio de las riberas anticlinales está motivado por el confinamiento habitual de las anomalías positivas de la fuerza de gravedad a los anticlinales; por eso es como si los anticlinales atrajesen los ríos.

En realidad, evidentemente, tiene lugar la interferencia de los dos factores accionantes en direcciones recíprocamente opuestas: el crecimiento de la elevación anticlinal contribuye al desplazamiento del cauce fluvial en dirección al sinclinal vecino, y el gradiente horizontal de la fuerza de gravedad suscita el desplazamiento del río en dirección al eje del anticlinal. El desplazamiento real depende de la correlación de estos dos factores; esta última puede variar en el tiempo incluso para un sólo río: al intensificar el crecimiento de la elevación el río se desplaza en dirección del sinclinal, en la fase de extinción del crecimiento de la elevación, el río derrubia su orilla «anticlinal». De forma semejante se puede, por ejemplo, motivar la dualidad de comportamiento del Volga en la región de Kúibishev: por una parte, el recodo de Samara, sin duda, fue originado como resultado del crecimiento de la elevación de Zhigulí, que hizo retroceder el Volga al este, pero por otra parte, el Volga derrubia de modo enérgico su ribera de Zhigulí. Lo mismo atañe al Yenisei y a otros ríos.

Debemos tener en cuenta, además, que no siempre, ni mucho menos, a las elevaciones anticlinales les están confinados los má-

ximos locales de la fuerza de gravedad; por ejemplo, los domos salíferos se especifican por los mínimos gravitacionales. Es posible que precisamente por esto, y no sólo debido a la alta velocidad con la que crecen las cúpulas, estas últimas provocan con tanta frecuencia la formación de curvas fluviales.

Los movimientos tectónicos diferenciales son la causa principal de las *intercepciones fluviales*. La causa fundamental de las intercepciones reside en el poder erosivo desigual de los ríos, y este último depende, ante que todo, de la diferencia de declive de sus cauces. A su vez el declive de río se condiciona por la envergadura de los movimientos tectónicos, determinable por la dimensión de los hundimientos de aquella depresión de origen tectónico, a la que está confinada la base de erosión del río o por la que este último pasa, en vista de que la divisoria de aguas es común para ambos ríos rivales. Es de gran importancia asimismo el gradiente de los movimientos, que depende de la amplitud de estos movimientos, por una parte, y de la distancia entre el eje de la elevación tectónica confinada a la divisoria de aguas y el eje de la comba coherente a la base de erosión, por otra. De esta manera, aún siendo iguales las intensidades de hundimiento de dos inflexiones contiguas una a otra, los ríos confinados a la inflexión de declive más corto tendrán un poder erosivo grande.

Todas las diferencias restantes: la del grado de aguar de los ríos, dependiente del tamaño de la cuenca y de la precipitación atmosférica; la del grado de resistencia de las rocas atravesadas por estos ríos, —juegan papel secundario y pueden sólo en algo retardar o acelerar la marcha del proceso fundamental, de condicionalidad tectónica. Como señaló K. I. Guerenchuk, «los sistemas fluviales son estables en aquel grado en el que son estables las estructuras, y la reorganización del plano estructural causa la reconstitución de la red fluvial». Debemos añadir sólo que la reconstitución de la red fluvial a veces viene atrasada en comparación con la reconstitución estructural, otras veces los ríos persisten en su posición inicial (valles antecedentes).

Si la estructura fue desarrollada de modo heredado, o si los movimientos novísimos y, sobre todo, contemporáneos, se manifestaron y se manifiestan con bastante intensidad, el cuadro general de la red fluvial reproduce con nitidez la estructura de toda la región y el detallado, la estructura local. Los tipos más característicos de la red fluvial son el radial, el centrípeto y el pinado (según V. A. Troitski). El tipo radial, es decir, divergente de un sólo centro, se observa en gran escala en las elevaciones abovedadas tales, por ejemplo, como son la meseta de Baikal—Patóm o el Altai Montañoso (I. V. Koreshkov). En pequeña escala este tipo es característico para las elevaciones locales, actualmente crecientes, braquianticlinales o cupuliformes, cuyos pliegues periféricos están cubiertos de la red de barrancas divergentes y afluentes a los riachuelos y arroyos que doblan estos pliegues. El tipo centrípeto de la red fluvial, por el contrario, es propio de las depresiones de origen tectónico, por ejemplo, de la depresión del Congo en Africa. El tipo pinado

se registra en los límites de las antefosas y combas entre montañas; en tal caso, la arteria fluvial principal se dirige a lo largo del eje de semejante inflexión (el río Zeravshán en el Tian-Shan del Sur, etc.).

A las fracturas de actividad novísima resultan estar confinados los tramos rectilíneos de los valles fluviales. Además, es singularmente característico que los tramos de los valles de diferentes ríos o afluentes contrapuestos de un mismo río están extendidos en una línea. De forma semejante a la falla más enorme de las Cordilleras Canadienses, conocido con el nombre de Rocky Mountain trench (Zanja de las Montañas Roqueñas), están confinadas a los cursos superiores de los ríos Yukón, Mackenzie, Freizer y Columbia.

Junto con los indicios que acabamos de enumerar de movimientos tectónicos diferenciales, determinables en base al dibujo de la red fluvial, el estudio de las terrazas fluviales proporciona datos importantes.

El método de estudio de las terrazas fluviales es uno de los métodos fundamentales de investigación de las manifestaciones de los movimientos novísimos que ocurren en el interior de la tierra firme. La formación de terrazas fluviales, semejándose a la formación de las terrazas litorales, va ligada, en lo fundamental, a la variación de las cotas de la tierra emergida con respecto al nivel del mar, es decir, a los movimientos oscilatorios generales. El descenso relativo de la base de erosión, asociado con el alzamiento de la tierra firme o con el descenso del nivel del mar, lleva tras de sí la reanudación de la incisión profunda en vista de la necesidad de elaborar el nuevo perfil de equilibrio. El cauce y el valle anegadizo antiguos forman ahora una terraza que se yergue por encima del nuevo cauce, más bajo. Los movimientos del signo opuesto, causantes del ascenso relativo de la base de erosión, tienen por resultado la sustitución de la erosión profunda por la lateral y la acumulación del aluvión, ascendiendo el lecho del río. La nueva posición de la base de erosión con motivo de la reanudación del ascenso de la tierra firme va acompañada de una nueva penetración del río. En el caso de que los valles correspondientes a las terrazas de posición más alta son de mayor anchura, es de suponer el crecimiento del ritmo de elevación. Con un ascenso de gran intensidad el río profundizará muy pronto su cauce sin tener tiempo para ensancharlo; en estas condiciones las terrazas en general no se forman.

Debemos tomar en consideración que las terrazas fluviales pueden surgir asimismo al cambiar bruscamente el clima: al sustituirse los períodos lluviosos por los secos o las épocas interglaciales por las glaciales, cuando los ríos se libran en alto grado del material suspendido y cobran aptitud para producir erosión intensiva. También el corte longitudinal del río y la composición del aluvión de modo notable dependen de las condiciones climáticas. No obstante, como lo veremos más adelante, los cambios climáticos regionales están asociados íntimamente con los movimientos tectónicos.

Con la elevación abovedada general del país montañoso la disposición relativa de las terrazas se caracteriza por el aumento de sus cotas por encima del cauce y de los incrementos de altura de una terraza a otra corriente arriba, donde las terrazas, de esta forma, cobran ascenso y divergen. Corriente abajo las terrazas se comportan a la inversa: se hacen más bajas y se aproximan; algunas de ellas dan muestras de tendencia hacia la fusión; una tras otra las terrazas se profundizan bajo el nivel del cauce. Las terrazas más jóvenes y, por consiguiente, de posición más baja, pueden acercarse y acuñarse asimismo corriente arriba, fusionándose con el valle anegadizo, a consecuencia de que el ahondamiento del valle, provocado por el descenso de la base de erosión, todavía no ha llegado al curso alto del río. Al salir el río a la llanura litoral, las terrazas fluviales empalman con las marinas. Si la costa se halla en el estado de descenso, las terrazas fluviales pueden ahondarse bajo el nivel del mar y sobrecubrirse por las terrazas marinas. Y viceversa, si la costa va ascendiendo, las depositaciones aluvianas de delta pueden superponerse a las terrazas marinas.

Si un río atraviesa las zonas sometidas a movimientos diferenciales relativos entre sí, su valle se desintegra en terrenos aislados distinguibles por su constitución y desarrollo de terrazas. Dentro del marco de los tramos de elevación más intensa el río corre por un desfiladero profundo y con frecuencia está exento enteramente de terrazas; si ellas se conservan, están en forma de trozos angostos aislados, situados a gran altura, de carácter principalmente erosivo, rara vez de zócalo (fig. 24); el cauce del río no hace recovecos o está encerrado en meandros encajados. En los terrenos de elevaciones menos intensivos las terrazas son bien desarrolladas, numerosas, de notable ancho, de constitución de zócalo o acumulativas, yacen a una altura moderada por sobre el cauce. Los terrenos sometidos a hundimiento se caracterizan por un valle anegadizo muy ancho con muchos brazos, meandros y lechos viejos, por un desarrollo débil e incluso, a veces, por la falta de terrazas, así como por un cauce sobreprofundizado y por un crecimiento brusco del espesor del aluvión. Así, el lecho originario del río Térek situado más arriba del desfiladero de Dariál baja 400 m en comparación con su posición en dicho desfiladero, confinado a una gran elevación; de modo correspondiente crece el espesor del aluvión (E. E. Milanovski).

En los terrenos de elevaciones en muchos casos se registra no sólo el aumento de la diferencia de alturas de terrazas aisladas, sino que la aparición entre las terrazas fundamentales de superficies de terrazas complementarias (fig. 25). Esto se explica por el hecho de que, con motivo del aumento de proporciones de las elevaciones, surge la posibilidad de manifestación individual incluso de las fases secundarias de ensanchamiento y de las fases de encaje del valle; hablando de otro modo, parece ser como si se hendiesen las terrazas, que se funden en una, siendo la elevación de menor tamaño. Con esta misma circunstancia está ligado el aumento total del nú-

mero de las terrazas en las regiones montañosas en comparación con las llanuras, de plataforma. En el Cáucaso el número de las terrazas del plioceno superior y del cuaternario alcanza 15—20 mientras que en los ríos de la llanura Rusa no supera 4—5.

Las diferencias constitutivas entre los valles y las terrazas fluviales se manifiestan de modo evidente en los ríos transversales, que cruzan las cuestas de grandes elevaciones montañosas abovedadas o abovedadas en bloques. De ejemplo pueden servir los ríos que corren de la cordillera de Alai a la depresión de Ferganá, los ríos Isfara, Shajimardán y otros; el río Kurá, que en su curso superior atraviesa la depresión de Ajaltsij y luego el anticlinorio de Trialet en la garganta de Borzhomi; el río Rioni, que cruza sucesivamente el anticlinorio de Svanet, la depresión de Racha-Lechjum y la elevación de Okrib; etc.

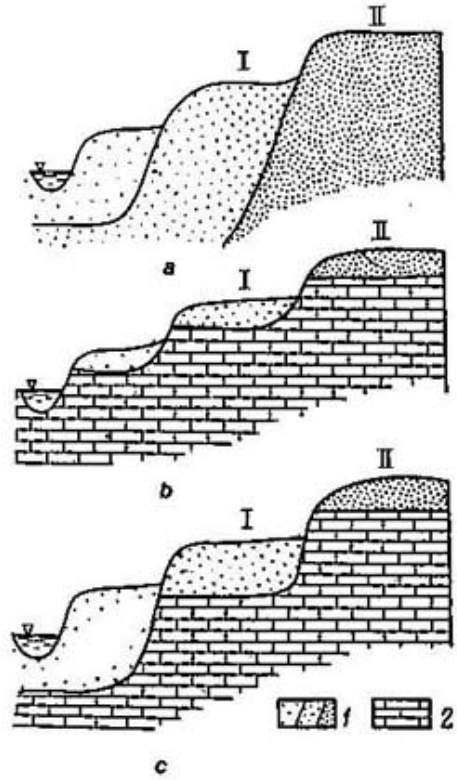


Fig. 24. Esquema de las correlaciones entre las constituciones del valle de crecida y las terrazas (I, II) con diferentes direcciones de los movimientos de la cortoza terrestre (según Yu. A. Meshcherski)

a — con tendencia estable al descenso; *b* — con tendencia estable al ascenso; *c* — al sustituir las elevaciones por hundimientos en el período de formación del valle de crecida; *1* — depósitos aluviales; *2* — rocas de lecho

En total la variación de las cotas de altura, tanto de las terrazas fluviales como de las marinas, es resultado de la interferencia, es decir, de la suma algebraica de las oscilaciones generales, planetarias, manifiestas en el cambio de posición del nivel del mar y, por consiguiente, de la base de erosión y de los movimientos locales: de regiones (ondulados) y de lugares (plegantes). La componente

oscilatoria general en forma más precisa, al igual que en el caso de las terrazas marinas, se establece en los territorios de tectónica más sosegada y en las zonas de transición de elevaciones a hundimientos, en particular, a la salida de los ríos de las montañas a la llanura litoral, tal como lo mostrara L. I. Maruashvili.

Métodos de estudio de las superficies antiguas de allanamiento. Lo mismo que el estudio de las cotas de altura de las terrazas mari-

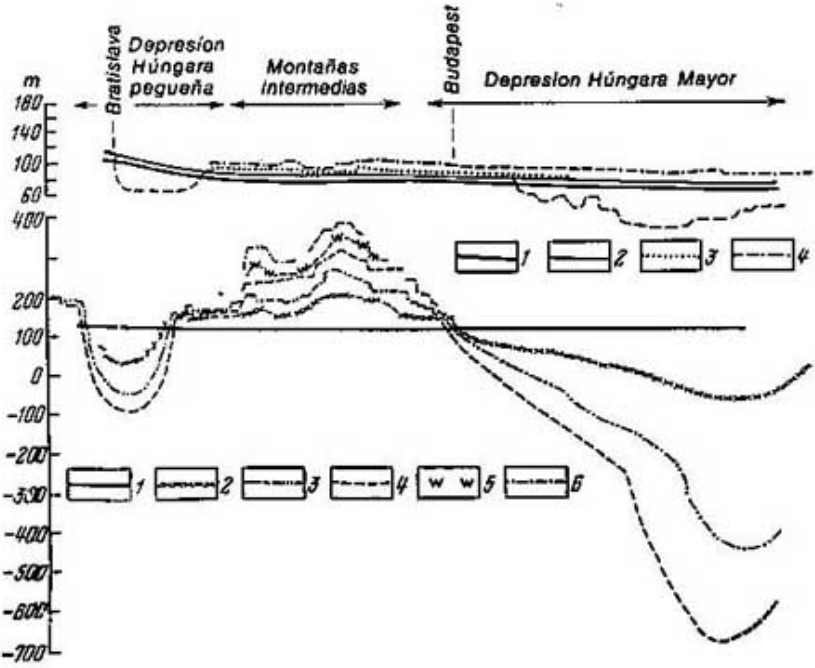


Fig. 25. Cambio de las cotas de altura de las terrazas del río Danubio en Hungría al pasar de los terrenos del valle en ascenso a los de descenso relativo (según M. Pechi)

Por arriba: *1* — *4* — terrazas bajas del pleistoceno tardío; por abajo: *1* —*6* — terrazas altas del pleistoceno medio y del plioceno tardío

nas nos da la posibilidad de juzgar sobre las deformaciones novísimas de la superficie terrestre en la franja de los litorales marinos y el estudio de las terrazas fluviales brinda datos análogos referentes a los valles fluviales, las superficies de allanamiento sirven de puntos de referencia fundamentales para juzgar sobre los movimientos y deformaciones de los espacios divisorios de aguas, además, para un tiempo más remoto que el de terrazas fluviales. Al tiempo que las terrazas fluviales más antiguas tienen la edad del plioceno, las superficies de allanamiento más jóvenes datan del cuaternario inferior y las más antiguas se remontan a principios del Mioceno en las cordilleras alpinas (Caucaso, Crimea, Cárpatos y otras), al paleógeno (placa Rusa), al Cretáceo (Urales, Asia Central) e

incluso al Jura (Africa del Sur, altiplanicie de Siberia Media). Merced a esto el estudio de las superficies de allanamiento es uno de los pocos métodos, casi único método directo de restablecimiento de los movimientos tectónicos de las regiones de la tierra firme de edades cainozoica y mesozoica.

Las superficies de allanamiento de los países montañosos son las llanuras altas, débilmente onduladas, de disposición casi horizontal o poco inclinada hacia la periferia de las cordilleras y que cortan la estructura plegada de las mismas. Corrientemente, en los límites de una cordillera se registran varias superficies similares, lo que transmite al relieve un carácter de muchos pisos. Las superficies de aplanamiento como si constituyesen una escalera, según enunció V. Penka, la que sirve de prolongación hacia arriba de la escalera de las terrazas fluviales y marinas. La superficie más antigua y más elevada ocupa la parte central de la cordillera montañosa, abarcando con frecuencia su divisoria de aguas principal y traspasando de una cuesta a otra. Las superficies de allanamiento restantes están desarrolladas a lo largo de la periferia de la cordillera y se disponen de modo concéntrico, bajando consecutivamente hacia las márgenes del país montañoso. En muchos casos esta disposición regular se perturba por la intensa fracturación erosiva más tardía, y nos encontramos con isleos separados de las superficies altas de denudación, aislados del área principal de desarrollo de las denudaciones. Las superficies de allanamiento bruscamente contrastan con las cuestas de cordillera fuertemente fracturadas, y a veces, con la cresta divisoria de aguas, que se yergue por encima de la más alta.

Estas superficies, en su mayor parte, no llevan un manto de sedimentos de edad próxima, pero en algunos lugares los sedimentos de esta índole, las más de las veces aluvianos, lacustres, en ciertos casos marinos, se conservan, lo que es de valía singular para determinar las condiciones de formación y la edad de una superficie dada.

Sin duda alguna, las superficies de allanamiento aparecieron en condiciones hipsométricas, diferentes radicalmente de aquellas en que las hallamos actualmente. Originariamente se elevan suavemente de la línea costera de una cuenca marina o lacustre y en la mayor parte de los casos son llanuras de aluvión antiguas inclinadas con la cobertera de sedimentos aluvianos derrubiada. En su formación juega gran papel el antedicho deslizamiento cuesta abajo de los ríos longitudinales por la elevación regional. En otros casos, las superficies de allanamiento o sus tramos originariamente bajos son llanuras subácueas de origen abrasivo o abrasivo-acumulativo, cubiertas inicialmente de un manto de sedimentos marinos poco profundos, de escasa potencia y eliminado posteriormente por la erosión. Los restos de un manto semejante se pueden registrar en la cordillera de Karatau en el Asia Central, donde este manto tiene edad del cretáceo; en las pendientes septentrionales del Cáucaso

Menor, donde se refiere al mioceno medio y superior, y en muchas otras regiones. Frecuentemente, una misma superficie en su parte superior tiene origen erosivo a la vez que en la inferior, abrasivo o abrasivo-acumulativo, es decir, es *poligenético*, según la expresión de Yu. A. Mescheriakov.

De esta forma, la erosión y abrasión juegan papel fundamental en la elaboración de las superficies de allanamiento (superficies denudadas); entre tanto, cierto papel, aunque menor, desempeñan otros procesos de denudación: escurrimiento pluvial, fenómenos gravitacionales y otros. Para que la acción aplanadora de la abrasión o erosión costera se pueda patentizar en escala suficiente para engendrar una superficie de allanamiento, es necesaria la conservación prolongada de una igualdad aproximada de las velocidades de los movimientos tectónicos ascendentes y de los procesos despojadores. En el ambiente de plataformas, semejante estado de equilibrio relativo existente entre las elevaciones tectónicas y los procesos de denudación se pudo mantener muy largo tiempo y sólo de vez en cuando interrumpir por la activización de los movimientos tectónicos. Merced a esto hallamos aquí pocas pero muy extensas superficies despojadas, yacentes a cotas hipsométricas relativamente bajas, a veces con una corteza gruesa de meteorización, que con frecuencia se remontan a un tiempo geológico bien remoto. En la parte sudeste de la placa Rusa fueron halladas cuatro superficies similares; la más antigua entre ellas se remonta al Mesozoico (¿Creta?), la más joven se refiere al plioceno tardè. Las más extensas y elevadas son las superficies aplanadas de Africa del Sur y América del Sur; la más antigua de éstas tiene la edad del Jurásico.

En los orogenos epigeosinclinales la amplia formación de superficies denudadas tiene principio sólo después de concluirse el depósito sedimentario y el plegamiento dentro del marco de las elevaciones recién formadas. Por lo tanto, el proceso de elaboración de las superficies denudadas lleva aquí lapsos de tiempo relativamente cortos. La cantidad de las superficies originadas resulta a veces significativo. Están esparcidas a modo de retazos sueltos, y sus cotas hipsométricas alcanzan varios kilómetros sobre el nivel actual del mar.

En los países montañosos jóvenes de Europa y Asia, desde los Alpes hasta el Kopetdag, se tienen superficies de aplanamiento en cantidad de 2—3 a 5—6 y de edad oscilante entre los principios del Mioceno y el Pleistoceno inferior. Las más antiguas de estas superficies abarcan los espacios divisorios de aguas y hoy día resultan elevadas a la altura de hasta 5 km. En las cordilleras del paleozoico rejuvenecidas en el tiempo neogénico-cuaternario el número de las superficies aplanadas disminuye hasta 2—3, a veces hasta una sola; con todo esto, la edad de estas superficies se eleva hasta el Mesozoico.

La formación de la «escalera» de las superficies aplanadas está asociada con la activización de los movimientos ascendentes. La

elevación aviva la erosión profunda de retroceso, que se propaga de las cuencas vecinas, o sea, de las regiones que siguen hundiéndose. La erosión, primero de profundidad, luego costera, seguida del escurrimiento pluvial con la retirada de las cuestas, a veces asimismo la abrasión, aniquilan la superficie de allanamiento más antigua y crean una nueva a un nivel más bajo. Pero este proceso casi nunca se lleva a cabo hasta el final interrumpiéndose por una nueva fase de alzamiento. Como resultado de esto, en la parte central del país montañoso o de la plataforma perduran peñones de la superficie denudada más antigua, franjeada a lo largo de la periferia por una más joven. De forma similar puede aparecer una serie entera de superficies aplanadas hasta que, por último, los movimientos ascendentes lleguen a ser tan intensivos y los períodos de extinción tan pasajeros que se inicia un encaje enérgico de los valles fluviales mientras que la erosión costera se limita a elaborar las superficies de terraza dentro del marco de estos últimos.

En vista de que las superficies de allanamiento originariamente se forman a una altura notable y el nivel medio de éstas se puede considerar próximo al horizontal, la altura absoluta contemporánea de la superficie de denudación nos da la posibilidad de valorar la amplitud total de elevación del país desde el tiempo de formación de una superficie dada. De modo análogo la diferencia de cotas entre dos superficies allanadas vecinas permite determinar la amplitud de elevaciones transcurridas partiendo del surgimiento de la superficie más alta y, por consiguiente, más antigua hasta la formación de la superficie más baja y joven.

La variación de las cotas de una misma superficie de allanamiento, es decir, su encorvamiento, y los desplazamientos verticales a que fue sometida, así como las oscilaciones de la diferencia de cotas de las superficies contiguas permiten aclarar la distribución de elevaciones de intensidad mayor y menor, evidenciando por lo tanto las grandes elevaciones jóvenes, los pandeos relativos y las fracturas que en ciertos casos los separan o complican (fig. 26). Dicho con propiedad, este es el método fundamental para estudiar la estructura de los orogenos yacentes sobre plataformas (véase el cap. VIII).

La amplia difusión de los fenómenos de deformación tectónica de las superficies allanadas en cierto grado obstaculiza la comparación de éstas en vastos espacios mediante cotas hipsométricas, sobre todo, si estas superficies perduran como peñones aislados. El límite inferior de la superficie de allanamiento se determina por la edad de las capas cortadas por dicha superficie; el límite superior, por los sedimentos con fauna adecuada que la cobijan. Desgraciadamente, las sedimentaciones marinas, cuya edad se data con suficiente precisión, se encuentran en la superficie aplanada sólo raras veces; en lugar de éstas se registra localmente un manto aluvial, que se puede observar hasta que se empalme con los sedimentos marinos. Las más de las veces las superficies allanadas son privadas en abso-

luto de la cubierta sedimentaria, entonces, tenemos que determinar su edad analizando el corte de las formaciones sedimentarias de un pandeo adyacente sincrónicas al tiempo de formación de dicha cordillera montañosa.

En el corte de estos así llamados *depósitos correlativos* a los períodos de formación de superficies de aplanamiento aisladas corresponden los paquetes de sedimentos distinguidos por su composi-

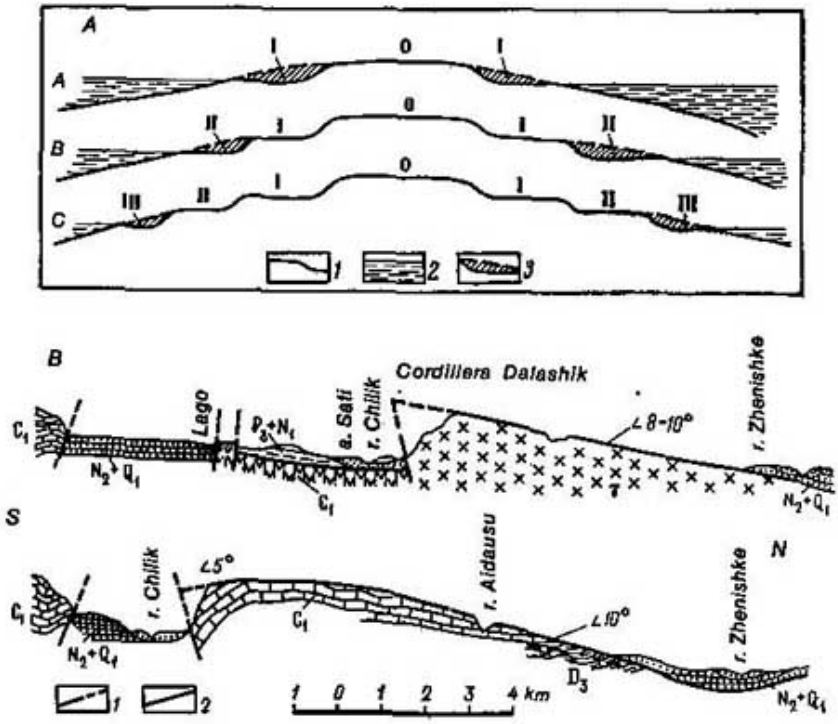


Fig. 26. Esquema del engendramiento de las superficies de nivelación (A) y deformación de la superficie antigua peneplaneizada (B) de la cordillera de Dalashik en el Alatau por el otro lado del Ili (según A. V. Goriáchev)

A. *1* — superficie de la Tierra; *2* — nivel del mar; terrenos de los taludes aniquilados por denudación; 0, I, II, III — superficies de nivelación que se forman sucesivamente; B. *1* — fallas; *2* — superficies peneplaneizada anterior al Triás

ción detrítica fina, preponderantemente arcillosa, o químico-organógena y por el espesor de relativa pequeñez persistente en el área. Los paquetes intermedios, correspondientes a los períodos de activización de las elevaciones y de la incisura de la red fluvial, se singularizan por los indicios contrarios: la composición detrítica gruesa y el potente espesor variable. En estos paquetes se registran con frecuencia los elementos de relavamiento de las cortezas de meteorización, engendradas en la superficie allanada, siendo larga su formación (por ejemplo, durante el mesozoico y paleógeno en los

Urales y en Kazajstán Central). El tipo de la corteza meteorizada, del manto de suelos y del vegetal puede ser uno de los indicios esenciales que individualizan las superficies aplanadas de diferente edad; pues depende de los cambios climáticos del período en que surgieron éstas. Mencionemos el hecho curioso del descubrimiento por parte de E. E. Milanovski y N. V. Koronovski en las pendientes del Elbruz (Cáucaso Mayor a una altura de 3,75 km por debajo de las formaciones glaciales y efusivas del plioceno, de restos de una corteza de meteorización sepultada, la cual se pudo originar únicamente en las condiciones de un clima caluroso y de una posición hipsométrica baja de esta región.

Al estudiar las superficies aplanadas de las regiones de plataforma (y, parcialmente, geosinclinales), hay que evitar el confundir a éstas con las superficies de denudación estructural, confinadas a las rocas de estratificación horizontal resistentes a la denudación (digamos, los trapps de la plataforma Siberiana, las calizas sarmáticas de Ust-Urt). Semejantes estratos «que acorazan el relieve» se disponen en sucesión inversa respecto a las superficies de allanamiento: los más jóvenes ocupan la posición hipsométrica más alta. Las superficies aplanadas, desarrollándose en las condiciones del relieve estratiforme de origen primario escalonado, constituido de capas acorazantes, frecuentemente como si se adaptasen a estas últimas debido a que la denudación, naturalmente, se descelera al alcanzar las rocas resistentes. Son frecuentes los casos cuando semejante desaceleración sucede a la evacuación de la capa de rocas que descansan en discordancia sobre un fundamento más antiguo, de tal modo se desentierran las superficies denudadas, comprendidas entre éstas las abrasivas (por ejemplo, la superficie antecedente al Jura superior en el Cáucaso Central).

Como mostró O. A. Rizhkov en el ejemplo de los pliegues anticlinales de la depresión de Ferganá expresados orográficamente como caballones (llamados adiras), el estudio de la deformación de las superficies denudadas se puede utilizar también para investigar los procesos del crecimiento de los pliegues separados (fig. 27). La comparación de la altura de yacimiento de niveles coetáneos en diversos pliegues permitió esclarecer la historia de formación de éstos, así como también el ritmo general de plegamiento de la región de Ferganá en el período cuaternario y la secuencia de formación de las elevaciones aisladas.

De una manera análoga, dentro de los márgenes de las superficies acumulativas marinas, a las elevaciones locales jóvenes les corresponden los testigos de erosión de nivel más antiguo bordeados por otros más jóvenes (Precaspio del Noroeste, según Yu. A. Ulitski).

La lista expuesta anteriormente de los métodos geomorfológicos de estudio de la neotectónica no resulta ser completa. Así, por ejemplo, datos de interés se pueden obtener mediante el estudio de la *glaciación antigua*. La falta o, a la inversa, la existencia de huellas de las glaciaciones de tiempos remotos nos da la posibilidad de juzgar sobre la época de formación del relieve alpino; con el primer caso nos encontramos en el Cáucaso Menor, Anatolia y en los montes Balcanes; con el segundo, en el Cáucaso Mayor. Un indicio de la edad joven de las elevaciones es la posición de las morrenas actuales yacentes bajo las antiguas (Alatau situado tras el río Ili), en tanto que la posición más baja del antiguo límite de las nieves de la vertiente meridional del cordón en comparación con la septentrional testimonia la irregularidad de las elevaciones (cordillera de Ferganá). Es de la misma importancia el análisis de las huellas de karst antiguo; los niveles de hueco kárstico elevados por sobre el nivel actual del cauce fluvial dicen del alzamiento del terreno (Abjasia).

De esta forma, para el tiempo actual se han evidenciado muchos indicios geomorfológicos multiformes de los movimientos novísi-

mos, y, sobre esta base, se ha elaborado una sucesión entera de métodos geomorfológicos para descubrir elevaciones, hundimientos y fracturas de origen novísimo.

Dichos métodos, bajo el nombre de geomorfológicos estructurales encontraron, por primera vez en la URSS por iniciativa de I. O. Brod, vasto empleo práctico en las prospecciones dentro

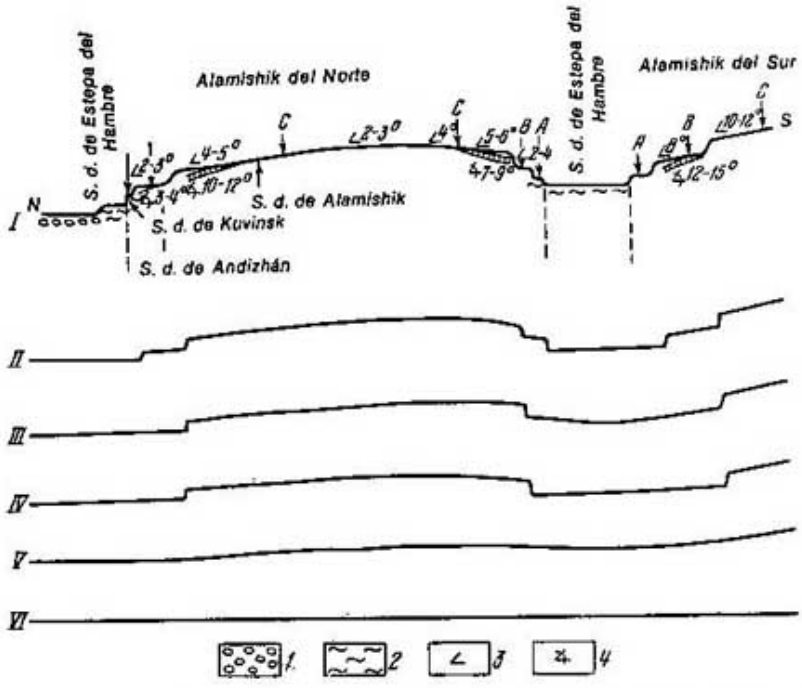


Fig. 27. Esquema de las etapas principales de desarrollo del relieve de las adiras de Alamishik del Sur y del Norte en el período después del sojoto (según O. A. Rizhkov)

I — constitución geomorfológica actual; II — etapa de formación de la superficie de denudación Kuvinskala; III — etapa de deformación de las superficies de Alamishik y Andizhan; IV — etapa de formación de la superficie de Andizhan; V — etapa deformatoria de la superficie de Alamishik; VI — etapa de formación de la superficie de Alamishik *1* — depósitos contemporáneos; *2* — depósitos de los niveles de la Estepa del Hambre y Kuvinski; *3* — ángulos de inclinación de las superficies de denudación; *4* — ángulos de inclinación de las rocas de lecho

de los límites de las elevaciones locales cubiertas de depósitos detríticos de llanura novísimos, a las cuales se les suelen confinar los reservorios de petróleo y gas. Las investigaciones geomorfológicas estructurales facilitan esbozar, muy rápido y con costos mínimos, la posición verosímil de las elevaciones mencionadas para disminuir el volumen de los posteriores trabajos geofísicos (sísmicos) y de perforación. Las investigaciones geomorfológicas estructurales emprendidas en el Asia Central (Ferganá) en 1945—1948 fueron extendidas después al Cáucaso, a las regiones del Pericaspio y Transcaspio, al norte de la planicie Rusa, al distrito del Volga-Ural,

Ucrania, Siberia Occidental, Extremo Oriental. En los últimos años los geólogos soviéticos efectuaron similares investigaciones asimismo en algunos países extranjeros (India, Egipto). Fueron publicados manuales metodológicos especiales (véase la bibliografía).

Conviene destacar que en el análisis geomorfológico estructural pormenorizado, orientado a estudiar las estructuras plegadas disyuntivas, se someten a investigación las formas del relieve originadas no por movimientos tectónicos propiamente dichos, sino que por diferentes procesos exógenos: las actividades fluvial, eólica, etc. Estas formas cobran valor de un índice característico de los movimientos novísimos a medida que la localización y el dibujo disposicional de éstas quedan dictados por los últimos: así son el dibujo del modelado de la tierra firme o del fondo marino, de la línea costera de los mares y lagos, de la red fluvial, del microrrelieve de los desiertos arenosos, etc. Entre tanto, cabe de continuo tener en cuenta que los procesos exógenos en su desarrollo se rigen por sus propias leyes, y unos u otros caracteres de la manifestación de éstos pueden estar asociados no con la tectónica más reciente, sino con las condiciones climáticas locales, con la resistencia variada a la denudación de las rocas aflorantes, etc. También se trató más arriba de que las terrazas marinas pueden aparecer asimismo en condiciones de una elevación uniforme de la tierra emergida o de un descenso del nivel marino, ni que decir tiene y las terrazas fluviales en general pueden surgir incluso siendo la posición estable del nivel del mar respecto a la tierra firme (N. I. Mackavéiev). Con mayor razón esto se refiere a otros cambios de las riberas de los valles fluviales, de los desiertos arenosos, etc. P. A. Kaplin hace poco de modo bien convincente mostró que las variaciones de las cotas de altura de las terrazas coetáneas pueden tener lugar incluso en los tramos vecinos de la orilla con motivo de las alteraciones dinámicas de la propia zona costera.

Todo esto impone ciertas limitaciones a la aplicación de los indicios geomorfológicos para descubrir movimientos novísimos y las formas estructurales engendradas por éstos, obligándonos toda vez a tomar en cuenta la posible acción de factores no tectónicos, puramente exógenos. Sin embargo, la práctica exitosa de aplicación de los métodos geomorfológicos estructurales indicadora de que incluso las oscilaciones, fijadas por nivelación, de las cotas de terrazas marinas y fluviales, de las superficies acumulativas marinas de hasta los primeros metros tienen cierto valor tectónico, testimonia que *en calidad de factor principal, determinante del modelado del relieve, a pesar de todo, interviene la tectónica «viva»*. Se puede decir que los movimientos exógenos hacen de modo inmediato el dibujo del meso y microrrelieve de la superficie terrestre, pero la contextura de este dibujo queda determinada por la tectónica, o sea, por la estructura y el plan de los movimientos contemporáneos novísimos (el papel relativo de la estructura y de los movimientos depende del grado de actividad de estos últimos).

De garantía del empleo correcto del análisis geomorfológico estructural de los movimientos novísimos sirven las tres condiciones obligatorias: 1) *el carácter sistemático de las observaciones y la incorporación a éstas del mayor área posible*; 2) *el carácter universal de los métodos a emplear*; 3) *la atendencia completa de la información geológica respecto a la estructura y a la historia preneogénica de la región dada*.

El correspondiente conjunto de los métodos empleados en cada caso por separado no debe incluir todas ni siquiera la mayoría de las metódicas parciales existentes, sino las convenientes para una región dada, atendiendo a sus particularidades geológicas y de paisaje. Los colaboradores del Instituto de Investigación Científica

de la Geología Extranjera bajo la dirección general de Yu. Ya. Kuznetsov, K. A. Ushko y A. F. Yakushova han elaborado un complejo racional de métodos geomorfológicos estructurales apropiados para las condiciones de llanuras de diverso tipo: aluviales, aluviales lacustres, de delta, proluviales, acumulativas marinas, mesetas denudadas, también para los desiertos arenosos y la plataforma continental. En resumidas cuentas, se recomienda confeccionar mapas geomorfológicos estructurales especiales; la legenda de semejantes mapas se muestra en el manual redactado por Yu. Ya. Kuznetsov y A. F. Yakushova.

En la tabla 2 se suman los indicios fundamentales de las elevaciones, bajadas y fracturas contemporáneas y novísimas, que individulizan diferentes zonas geomorfológicas (de paisaje) de los continentes y de las planicies continentales.

Métodos biogeográficos. Un procedimiento valioso para descubrir los hundimientos o las elevaciones jóvenes es el estudio de la difusión de las especies aisladas o los conjuntos de especies de animales y plantas. La semejanza de la fauna y la flora de los continentes (por ejemplo, del Asia y América del Norte) separados actualmente por el océano, o de islas y un continente (por ejemplo, las islas Británicas y Europa) pone de manifiesto que éstos se separaron por hundimientos novísimos. Al contrario, la distinción del mundo orgánico de los macizos de tierra emergida ahora unidos, testimonia que esta unión tuvo lugar hace muy poco tiempo (por ejemplo, la formación del istmo de Panamá entre las Américas del Sur y del Norte). La comunidad de especificación de los peces de agua dulce en las cuencas de los ríos tributarios de los mares marginales del Asia Nororiental y Norteamérica, desde el Hoang-Ho hasta el Yukón, llevan a la conclusión de que estos mares se formaron recientemente (G. U. Lindberg).

El análisis comparativo de la fauna y flora de los países montañosos y de las llanuras adyacentes coadyuva a la precisión del tiempo de aparición del relieve montañoso; en particular, dicho análisis confirma la edad neogénica, y no cuaternaria, de la cordillera Caucásica (N. K. Vereschaguin, la fauna; L. I. Maruashvili y R. A. Fiódorov, la flora).

También se obtienen datos de interés empleando *métodos arqueológicos*, lo que fue mostrado, en particular, por V. P. Liubin para el mismo Cáucaso. Así, las consideraciones acerca de las condiciones en que el hombre habitaba el Caúcaso en la subida Acheulense temprana (el Pleistoceno inferior) llevaron a la conclusión de que la altura de la cordillera Mayor en aquel tiempo era inferior en unos 1000—1500 m a la actual, es decir, la amplitud de las elevaciones del Cuaternario debe ser igual a la cifra indicada. El hallazgo de los restos de la estructura medio Acheulense en la cueva Kudaro-1 en Osetia del Sur posibilitó valorar que el tamaño del encaje erosivo desde aquel entonces es de 250 m y la amplitud de elevaciones es de 350—400 m aproximadamente. Estas acotaciones se hallan en concordancia con las obtenidas por otros métodos.

En lo futuro podemos contar con que en el estudio de los movimientos contemporáneos y novísimos un lugar notable ocuparán, además, los métodos geofísicos. Estos métodos ya se emplean parcialmente (sismológico, inclinométrico). En los últimos años, siendo elevada la precisión de las observaciones gravimétricas, los geofísicos ucranianos tuvieron éxito en evidenciar las variaciones casi periódicas de la fuerza de gravedad mediante los cortes de Zaporoshie —Lvov y en Crimea. Dichas variaciones se correlacionan con las isoanomalías de fuerza de gravedad, con las isobases de los movimientos cuaterna-

rios y con los cambios de la profundidad de yacimiento de la superficie Mohorovicic. Lo último dio pie a G. T. Sobakar para enunciar el supuesto de que las variaciones registradas de la fuerza de gravedad están ligadas a los procesos internos del manto superior.

Mapas de la tectónica novísima. Junto a los mapas de los movimientos contemporáneos, confeccionados según los resultados de la renivelación y de las observaciones hidrométricas, en el presente en la URSS y en el extranjero se levantan mapas de los movimientos novísimos. Estos mapas ponen de manifiesto la envergadura total de los movimientos realizados durante el neógeno y cuaternario (para ciertas regiones, el plioceno y cuaternario) y de las estructuras creadas por estos movimientos. Los mapas se componen en base a isolíneas trazadas para regiones de relativa estabilidad, para las plataformas, con intervalos estrechos; en tanto que para las zonas activas, con intervalos más anchos. En las regiones de elevaciones del material principal, para poder juzgar sobre la amplitud de alzamientos sirven las cotas de las superficies de allanamiento y las cotas del modelado actual del relieve. En los casos cuando existen síntomas de presencia de relieve montañoso al comienzo del período en consideración, la altura de las colinas correspondientes se resta de la altura actual de las cordilleras montañosas de que se trata. Esto se refiere, por ejemplo, al Pamir y al Cáucaso Menor, donde a los principios del neógeno ya existía el relieve montañoso, hecho exteriorizado en la aureola de depósitos de fragmentos groseros y en el adosamiento, que se registra a trechos, de los depósitos de valles antiguos en los escalones del relieve sepultado. Al contrario, cuando dentro del marco de una parte de la cordillera la superficie de allanamiento del período inicial del Neógeno se halla desmoronada y las alturas límites actuales resultan ser inferiores a su prolongación geométrica, es necesario introducir las correcciones con el signo positivo; esto hay que hacerlo, en particular, para la mitad oriental del Cáucaso Mayor.

En las regiones de los hundimientos novísimos, de punto de referencia para confeccionar el mapa de la neotectónica sirve el piso de depósitos neógenos y cuaternarios. Si al comenzar el neógeno en una región dada existía una cuenca marina de profundidad relativamente notable, es menester descontar la profundidad adecuada del espesor (profundidad de yacimiento) del conjunto neógeno-cuaternario. En determinadas regiones el signo de los movimientos durante el período considerado cambiaba: según se dice, tuvo lugar la inversión de los movimientos. Por ejemplo, la depresión del Térek al inicio del neógeno y la cuenca del Kurá en el transcurso de todo el neógeno se hundían con intensidad, pero en sus partes centrales las elevaciones posteriores engendraron las zonas anticlinales de los cordones Peredovíe (Avanzados) en la fosa del Térek y el anticlinorio de Shirak-Adzhioúr, en la cavidad del Kurá.

Pero la amplitud total del alzamiento desde el tiempo de formación de dichas elevaciones en ambos casos no ha alcanzado el tamaño

Tabla 2

Indicios geomorfológicos de los movimientos contemporáneos y novísimos

	Elevaciones	Hundimientos	Fracturas
Valles fluviales	Estrechamiento de los valles y de las terrazas hasta la desaparición de estas últimas	Ensanchamiento de los valles y de las terrazas	Tramos rectilíneos de los valles fluviales, meandros bruscamente acodados
	Disminución del espesor del aluvión (en el límite, hasta cero); la predominancia de la facies de cauce. Aumento del contenido de grandes fracciones y de los minerales pesados. Aumento del número (desintegración) y de las alturas relativas de las terrazas; terrazas erosionadas o de zócalo. Aumento del declive del corte longitudinal del cauce. Disminución de la sinusoidad (rectificación de los meandros). Meandros encajados	Aumento del espesor del aluvión en comparación con el normal, preponderancia de la facies de valle anegadizo y aparición de la facies de valle viejo. Disminución del contenido de las fracciones de granos gruesos y de los minerales pesados. Disminución del número (confusión) de las terrazas y de sus alturas relativas; las terrazas bajas se pueden sumergir más abajo del nivel del río; terrazas acumulativas. Disminución del declive del cauce. Intensificación de la sinusoidad; meandros libres.	Adelgazamiento repentino del estrato aluvial hasta su desaparición absoluta Cambio brusco de las alturas relativas de las terrazas Aumento brusco del declive del cauce, cascadas (si no se condicionan por la litología)
	Bajada de los niveles medio anuales del agua en el río	Ascenso de los niveles medio anuales del río	
	Valles antecedentes y suspendidos		
	Dibujo centrífugo radial de la red fluvial (y de barrancos)	Dibujo centrípeto de la red fluvial (y de barrancos)	Disposición de los afluentes en una sola línea
	Curvas fluviales, que contornean la elevación		
	Asimetría del valle (el río derrubia la elevación a que está confinado el máximo gravitacional local)	Resbalamiento de los ríos en dirección de las depresiones en desarrollo	Duradera persistencia del cauce del río en una misma posición
	Niveles de los huecos cársticos elevados por encima del nivel fluvial contemporáneo	Disposición de las formas cársticas inferior a la base de erosión actual (karst sepultado)	
Espacios	Descenso del nivel de las aguas subterráneas, que contribuyen en las zonas de clima húmedo moderado a la repoblación forestal	Ascenso del nivel de las aguas freáticas, causante del empantanamiento en condiciones de clima húmedo y de la formación de saladeros en condiciones del clima árido	Desmoronamientos y deslizamientos del suelo sismogénico
	Los lagos y pantanos se desplazan por las elevaciones	Los lagos y pantanos se desplazan en dirección de los hundimientos	
	Alta posición anómala de las líneas de nieve antiguas	Posición baja anómala de las antiguas líneas de nieve	

Litorales marítimos divisorios de aguas			
	«Escalera» de las superficies de allanamiento	Fusión de las superficies de allanamiento, transmutación de las de denudación en acumulativas	
	Ahondamiento de los escajes erosivos, aumento de la densidad de la red de barrancos y de la accidentalidad del relieve en conjunto	Disminución de la profundidad de los encajes erosionales, rarificación de la red de barrancos y reducción de la accidentalidad del relieve en su totalidad	
	Predominio de la acumulación, transgrediendo la línea costera en dirección al mar (a condición de que existan suficientes fuentes de material detrítico y de que la costa esté constituida por rocas no demasiado blandas)	Predominio de la abrasión intensiva, retrocediendo la línea costera tierra adentro (a condición de que existan bastantes fuentes de material detrítico y de que la costa esté constituida por rocas de blandura no excesiva); con motivo de esto los riachuelos tienen desembocaduras colgantes	Perduración de la posición de la línea costera (fractura a lo largo de la costa); alteración brusca del carácter de la costa (fractura perpendicular a la costa)
	Difusión de los acantilados desaparecidos o en desaparición con anchas playas delante de ellos	Costas acantiladas	
	Vasto desarrollo de las terrazas abrasivas submarinas	Falta de terrazas abrasivas subácueas nítidamente expresadas	
	Nichos de embate de las olas elevados sobre el límite superior de oleaje	Huellas del relieve (morrénico y otros) y de la vegetación (turbales, bosques) inundados en la zona litoral del mar. Benches[1] de bloques sumergidos	
	Cordones costeros sucesivamente ascendentes tierra adentro	Cordones costeros descendientes, de una manera consecutiva, tierra adentro	
	Terrazas (el ascenso de las cotas relativas en tramos aislados del litoral indica una elevación diferencial	Terrazas (líneas costeras) sumergidas bajo el nivel actual del mar	Variación brusca de las cotas relativas de las terrazas (fractura perpendicular a la costa)
	Deltas fluviales de dimensiones crecientes (en el caso de que este aumento no está originado por un aporte del material detrítico superior a la magnitud de hundimiento tectónico)	Estuarios y deltas fluviales de dimensiones decrecientes o estables (así como de dimensiones crecientes en caso de que el aporte del material detrítico supere el tamaño del hundimiento tectónico)	
	Ensanchamiento de las barras de arena en las costas lagunares, desecación de las lagunas	Transgresión de las barras de arena a las lagunas, estrechamiento de las lagunas	

1) Bench es una plazoleta litoral abrasiva.

del hundimiento precedente, y la suma algebraica de los movimientos de todo el período analizado resulta negativa. De esta manera, semejantes zonas se expresan en los mapas de tectónica novísima como zonas de hundimientos relativamente menores, y para destacarlas se usan designaciones especiales (contorno, sombreado, etc.). Además, se concibe racional expresar en isolíneas sólo la amplitud de los movimientos positivos, marcando con un índice el tiempo de comienzo de las elevaciones (A. A. Chistiakov). De modo análogo se destacan asimismo las zonas de hundimientos, superpuestas sobre las elevaciones del período inicial de los movimientos novísimos.

Estos son los principios fundamentales adoptados, en particular, al confeccionar el mapa de la tectónica novísima de la URSS en escala de 1 : 5 000 000, publicado en 1960 bajo la dirección de N. I. Nikoláev y S. S. Shults. Para algunos distritos aislados de la URSS, mapas de tipo similar fueron editados algo antes en escala mayor; en calidad de ejemplo reproducimos el mapa de los movimientos novísimos del Tian-Shán Septentrional, confeccionado por V. N. Kréstnikov (fig. 28). A más de los mapas de las amplitudes sumarias de los movimientos de toda la etapa tectónica, es oportuno confeccionar semejantes mapas para estadios separados de esta etapa. Mapas análogos fueron efectuados para el territorio de Ucrania, bajo la dirección de I. I. Sokolovski y N. G. Vólkov.

En la actualidad se lleva a cabo la tarea de confeccionar el mapa internacional de la tectónica novísima de Europa en escala de 1 : 2 500 000 con la legenda próxima a la del mapa neotectónico de la URSS, y está emprendido el trabajo de elaboración de un mapa neotectónico del mundo.

Como complemento de los mapas neotectónicos habituales, o sea, mapas de la amplitud sumaria de los movimientos verticales (isobases) del Neógeno y Antropógeno, sería útil confeccionar en base a éstos, los siguientes mapas suplementarios: 1) de los gradientes sumarios de los movimientos verticales; en un mapa así, se destacan con evidencia las zonas de altos gradientes de los movimientos, a las que corresponden las flexuras en la supérficie y en la cubierta sedimentaria y, probablemente, fracturas en el fundamento, por lo mismo se pinta con nitidez la naturaleza de bloques, propia de deformaciones novísimas; 2) de los gradientes medios de velocidad de los movimientos verticales; 3) de las velocidades medias de los movimientos verticales; 4) de los volúmenes de las estructuras regionales de origen novísimo, o sea, estructuras formadas durante la etapa neotectónica (sobre el nivel del mar, para las elevaciones; bajo el nivel del mar, para los hundimientos). La técnica de confección de estos mapas es descrita en la monografía de E. E. Milanovski (1968). Los primeros mapas de los gradientes medios de los movimientos verticales neógeno-cuaternarios fueron editados para el Tian-Shan y el Pamir Septentrional por M. V. Gzovski, V. N. Kréstnikov y G. I. Reisner (1959). En 1967 N. I. Nikoláev y G. A. Shenkariova publicaron un mapa análogo para todo el territorio de la

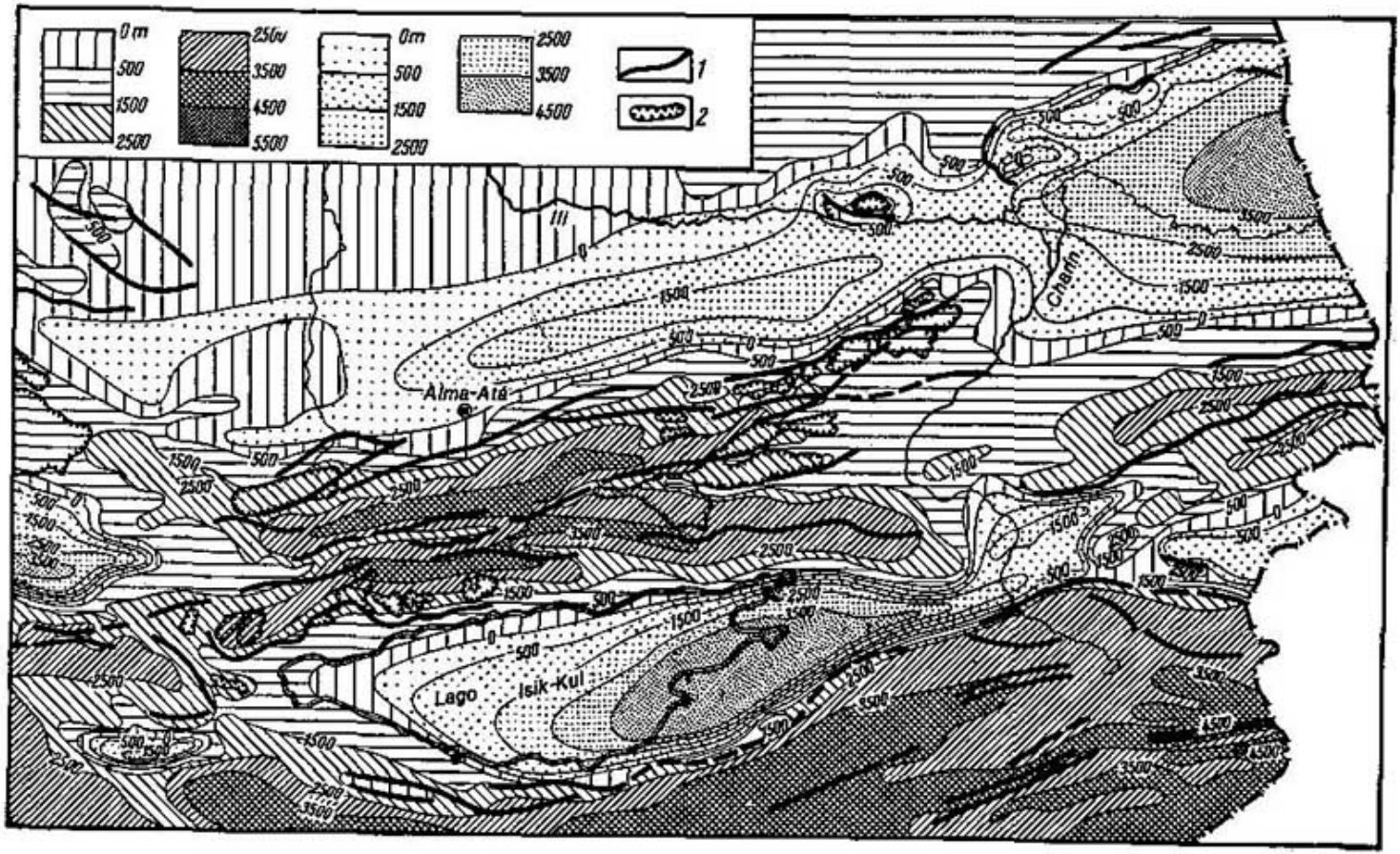


Fig. 28. Esquema de los movimientos novísimos del Tian-Shan (según V. N. Krestnikov)
1 — fallas; *2* — relictos de la superficie peneplanizada antigua

URSS. Con esto, se evidenció que el gradiente considerado varía desde $3 \cdot 10^{-10}$ año $^{-1}$ en las plataformas hasta $1 \cdot 10^{-8}$ año $^{-1}$ en las franjas orogénicas.

§ 3. Algunas conclusiones hechas en base al estudio de los movimientos contemporáneos y novísimos

Los resultados del estudio de los movimientos contemporáneos y novísimos, aunque todavía incompletos, ya brindan un inapreciable material para poder juzgar acerca de las leyes generales de regularidad que rigen la vida tectónica de la corteza terrestre. Tratamos de esbozar ciertos postulados principales.

1. *Los movimientos de la corteza terrestre se patentizan por doquier y de continuo en el tiempo; ni un solo punto de la superficie terrestre se halla ni jamás se encontró en el estado de reposo tectónico* [1]). Unos tramos de la superficie terrestre se someten a la elevación, otros, al hundimiento con respecto al nivel del océano, convencionalmente aceptado como inmóvil.

2. El estudio de los movimientos ocurridos durante un lapso de tiempo más o menos prolongado testimonia que éstos tienen carácter dirigido, es decir, el signo, o más exactamente, *la tendencia de los movimientos queda constante*. Entre tanto, dentro de los límites de regiones aisladas, tras ciertos espacios de tiempo, corrientemente duraderos, se registra el cambio del signo de movimientos por el opuesto, la sustitución de los hundimientos por elevaciones y viceversa, es decir, la así denominada inversión. Dicha inversión comúnmente es parcial y afecta los tramos que experimentaron con anterioridad los movimientos más intensivos; a lo largo de la periferia de estos tramos los movimientos perduran en la dirección anterior.

3. *El análisis de los movimientos que tuvieron lugar en intervalos de tiempo más cortos indica el carácter oscilatorio de éstos*; tanto la velocidad como el signo de los movimientos cambian repentinamente y, por lo visto, en forma periódica. Sin embargo, la suma algebraica de estas oscilaciones observadas durante un período más largo tiene un signo suficientemente estable, lo que se patentiza en la directividad de éstas (carácter heredado).

4. *La velocidad de los movimientos novísimos varía dentro de límites notables*, lo que se ve de un modo palmario en el mapa de la tectónica novísima de la URSS, donde se distinguen con nitidez territorios de dos tipos: estables y activos; los primeros corresponden a las plataformas; los segundos, a las franjas activas de los tipos geosin-

[1]) En estado relativamente inmóvil se hallan sólo los puntos dispuestos en el tiempo dado en la frontera de las zonas sometidas a los movimientos de signos contrarios. Debemos tener en cuenta que aquí y más adelante se trata, en lo esencial, de la componente vertical de los movimientos.

clinal — orogénico. En los terrenos de plataforma la amplitud de los movimientos neógeno- cuaternarios llegaba a 1—1,5 km, lo que permitió determinar su velocidad media, igual a 0,05 mm/año. En los márgenes de las franjas activas la envergadura de los alzamientos y descensos llegó a 6—8 km, lo que significa que la velocidad media de los movimientos era de hasta 0,3 mm/año (tomando la duración absoluta de los períodos neógeno y cuaternario igual a 25 millones de años).

5. *La velocidad de los movimientos contemporáneos*, definible en base a los resultados de las renivelaciones y de las observaciones efectuadas con auxilio de la escala de mareas, *resulta ser superior en un orden* y se mide en milímetros, aunque en algunos lugares incluso en centímetros por año[1]). Esta contradicción con los datos referentes a un tiempo más prolongado se explica, como ya hace tiempo fue señalado por V. V. Beloúsov y confirmado por los cómputos de M. V. Grovski, no tanto por la intensidad singular de los movimientos actuales, como por la naturaleza oscilatoria de los movimientos tectónicos en general, por el cambio periódico del signo de éstos, causante de la suma algebraica[2]). No obstante, durante el antropógeno el ritmo de movimientos también a veces se aceleraba: de forma semejante, en muchas zonas activas (el Cáucaso, los Alpes) la amplitud de los alzamientos y descensos del cuaternario supera 1—1,5 km, lo que corresponde a la velocidad de ±1—1,5 mm/año y más.

6. *En las épocas geológicas contemporánea y novísima se registra la manifestación de movimientos tectónicos y el desarrollo de estructuras tectónicas de todas las modalidades y formas* marcadas en el pasado geológico y existentes en la actual constitución de la corteza terrestre: de profundidad, de recubrimiento y superficiales de diferentes órdenes, suaves (coherentes) y disyuntivas. Conviene subrayar de forma especial que, a despecho de la opinión que aun hace poco predominaba, las épocas contemporánea y novísima para muchos terrenos aparecen como épocas de plegamiento activo y de desarrollo de los cabalgamientos y desplazamientos. Un ejemplo vívido de cabalgamiento joven, notoriamente cuaternario, con la amplitud de desplazamiento de hasta 5 km, descripto hace poco por M. G. Adabékov y A. V. Mamédov, se halla dentro de los límites de la parte central de la cuenca del Kurá; esta cobijadura fue fijada en base a los resultados del sondeo. En lo que atañe a los desplazamientos, para el de San Andrés, estudiado del mejor modo, la magnitud de

---

[1]) La velocidad máxima de descenso, que llega a 3—3,5 cm/año, fue determinada para la cuenca baja del río Pó y para el litoral de California.

[2]) Como mostraron M. V. Gzovski y A. A. Níkonov (1968), el logaritmo de la magnitud del gradiente de velocidades de los movimientos disminuye linealmente a medida del aumento del logaritmo del tiempo de mediación. La dependencia existente entre la velocidad media de inflexión de la corteza y el tiempo de mediación en escala de todo el fanerozoico y el proterozoico superior fue señalada independientemente por M. E. Raaben en la URSS y por J. Gilluly en los EEUU.

desalojamiento se aprecia que es de 16 km sólo durante el período cuaternario.

7. Llama la atención la *conjugación en el espacio de las zonas de alzamientos y descensos de cualquier escala*, a consecuencia de la que se observa la alternación de las elevaciones e inflexiones, que evoca un sistema de ondas estacionarias. Pese a la aproximada concordancia general de la amplitud de las estructuras contiguas positivas y negativas en diferentes partes de la corteza terrestre y en las grandes

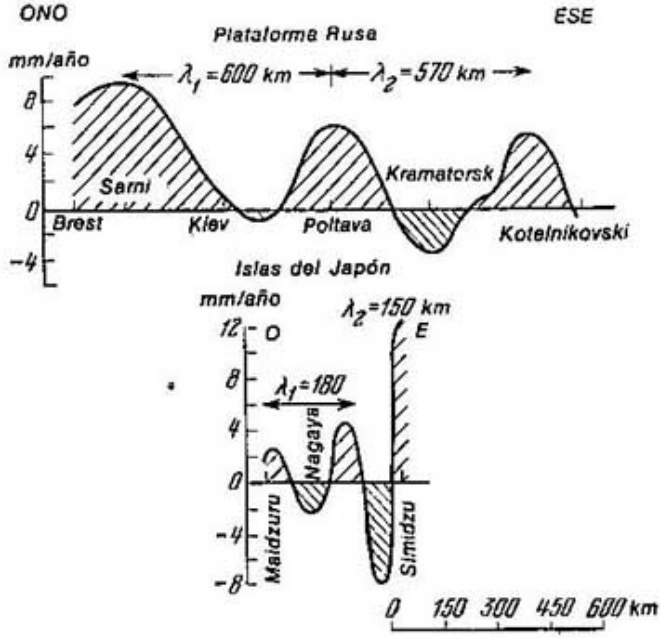


Fig. 29. Confrontación de los movimientos contemporáneos en la zona de la llanura Rusa y de las Islas del Japón (según Yu. A. Meshcheriakov)

zonas geoestructurales de diversos tipos, se advierte la preponderancia o bien de los alzamientos (franjas orogénicas sobre plataformas; plataformas continentales), o bien de los hundimientos (franjas activas del tipo geosinclinal). Las zonas activas difieren de las plataformas no sólo e incluso no tanto con la velocidad de los movimientos, como por la *diferenciación*, que se hace manifiesta en una longitud menor de la onda de los alzamientos y descensos (fig. 29). Como consecuencia de dicha diferenciación, el *gradiente* de los movimientos verticales novísimos en las zonas activas resulta superior en uno o dos órdenes que en las plataformas. Lo mismo se refiere a los movimientos plegantes, que caracterizan el crecimiento de las elevaciones locales; en las franjas activas ellos tienen mayor velocidad (M.V. Gzovski, A. A. Nikonov). En las estructuras globales tectónicas de ambos tipos principales los movimientos verticales (ondulados) tienen

carácter oscilatorio, pero para las plataformas, por lo visto, es típico un frecuente cambio de signo de los movimientos a la vez que para las zonas activas, únicamente la variación de la velocidad, persistiendo la direccionalidad general. Precisamente, como resultado de esto, la suma algebraica nos da dentro de notables espacios de tiempo para las franjas orogénicas, amplitudes de movimiento mucho mayores que para las plataformas.

8. *El estudio de los sismos denota otro rasgo importante del desarrollo de los movimientos tectónicos, que reside en su carácter discontinuo bien expresado.* Los movimientos, tanto verticales como horizontales, se desarrollan a modo de sacudidas aisladas, además, durante estas sacudidas (saltos) la amplitud y velocidad de éstos en el decurso de los lapsos de tiempo muy cortos alcanzan magnitudes sumamente notables, medibles en metros y que algunas veces alcanzan más que 10 m. Como testimonian las observaciones instrumentales, en los intervalos entre semejantes sacudidas los movimientos no se amortiguan por completo, sino que prosiguen con intensidad bruscamente reducida (por ejemplo, con la velocidad de unos pocos cm/año, según las observaciones referentes al desplazamiento de San Andrés), De este modo, *los movimientos tectónicos no tienen simplemente un carácter discontinuo, sino que continuo-discontinuo.*

9. *Las observaciones respecto a las terrazas marinas y fluviales y a las superficies de allanamiento son indicadoras de cierta concordancia de los movimientos de diferentes regiones* bien alejadas unas de

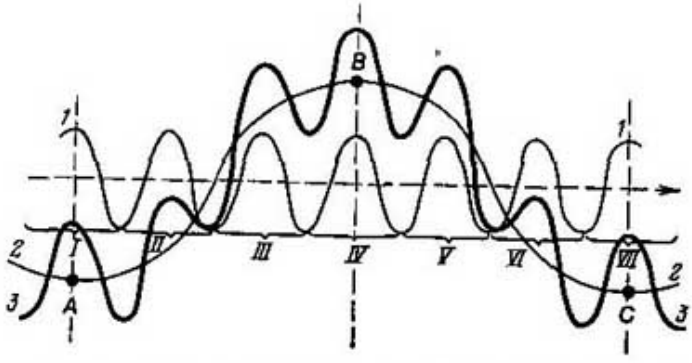


Fig. 30. Interferencia de los movimientos dirigidos (ondulatorios, plegantes) de período variado con las oscilaciones generales de distinto orden (según A. P. Feofílova)

1 — 2 — curvas de las oscilaciones de diferente orden; *3* — curva sumaria; I — VII — períodos correspondientes a ciclos aislados del primer orden

otras y, por lo tanto, *testimonian la existencia de movimientos oscilatorios que afectan en una forma rítmica a todo el planeta.* Los movimientos indicados se enlazan entre sí mediante las oscilaciones del nivel del océano y proceden de modo conjugado con los cambios climáticos, al ser condicionados, probablemente, por causas astronómicas

comunes. De esta cuestión espinosa volveremos a tratar en lo sucesivo.

10. *La superposición (interferencia) de los movimientos de diferente orden y signo, tanto en el tiempo como en el espacio, crea en su conjunto un cuadro complicado*, representado esquemáticamente en la fig. 30. Cada punto de la superficie terrestre se halla simultáneamente influido por movimientos de diferentes amplitud y signo, interferidos entre sí, y el traslado de dicho punto se determina por la suma algebraica de estos movimientos.

11. Pese a la escasez de los datos recogidos, podemos afirmar que *la tesis referente al carácter universal de la manifestación de los movimientos novísimos se propaga asimismo a los movimientos horizontales. La velocidad de los movimientos horizontales alcanza unos cuantos milímetros, a veces centímetros, e incluso supera los 10 cm/año. Estos se distinguen de los movimientos verticales por la direccionalidad estable de los desplazamientos.*

Bibliografía

Вопросы методики проведения структурно-геоморфологических исследований в нефтегазоносных бассейнах зарубежных стран (ред. Ю. Я. Кузнецов, А. Ф. Якушова). М., НИЛзарубежгеология, 1970. (red. Yu. Ya. Kuznetsov, A. F. Yakushova. Cuestiones de la metódica de realización de investigaciones estructurales geomorfológicas en las cuencas petroleras y gasíferas en países extranjeros.)

Геренчук К. И. Тектонические закономерности в орографии и речной сети Русской равнины. Зап. Всесоюзн. геогр. об-ва, Л., 1960. (*Guerenchuk K. I.* Regularidades tectónicas en la orografía y la red fluvial de la llanura Rusa.)

Гзовский М. В., Крестников В. Н., Рейснер Г. И. Геологические методы количественной характеристики среднего градиента скорости вертикальных тектонических движений (изменений наклона) земной коры и некоторые результаты их применения. Изв. АН СССР, серия геофиз., 1959, № 8. (*Gzovskl M. V., Kpéstnlkov V. N., Réisner G. I.* Métodos geológicos de la característica cuantitativa del gradiente medio de la velocidad de los movimientos tectónicos verticales (de las variaciones de la inclinación) de la corteza terrestre y algunos resultados de su aplicación.)

Гзовский М. В., Никонов А. А. Количественные характеристики современных и молодых тектонических движений в областях с разными тектоническими режимами и сейсмичностью. «Физика Земли», 1968, № 10. (*Gzovskl M. V. Nlkonov A. A.* Características cuantitativas de los movimientos tectónicos contemporáneos y jóvenes en regiones con diferentes regímenes tectónicos y sismicidad.)

Живая тектоника. Сб. статей, перевод под ред. Д. А. Туголесова, изд-во ИЛ, 1957. (red. Tugolésova D. A. Tectónica viva.)

Костенко Н. П. Развитие рельефа горных стран. М., изд-во «Недра», 1970. (*Kostenko N. P.* Desarrollo del relieve de los países montañosos.)

Леонтьев О. К. Основы геоморфологии морских берегов. Изд-во МГУ, 1961. Глава 12. (*Leóntiev O. K.* Fundamentos de la geomorfología de las costas marinas.)

Методические указания по проведению неотектонических исследований при поисках нефти и газа (ред. Ю. Я. Кузнецов). М., НИЛзарубежгеология, 1968. (red. Yu. Ya. Kuznetsov. Indicaciones metódicas acerca de la realización de investigaciones neotectónicas en la prospección del petróleo y gas.)

Мещеряков Ю. А. Структурная геоморфология материковых равнин. М., изд-во «Наука», 1965. (*Meschertakov Yu. A.* Geomorfología estructural de las llanuras continentales.)

Милановский Е. Е. Новейшая тектоника Кавказа. М., изд-во «Недра», 1968. (*Milanovski E. E.* Tectónica novísima del Cáucaso.)

Николаев Н. И. Новейшая тектоника СССР. Изд-во АН СССР, 1949. (*Nikoláev N. I.* Tectónica novísima de la URSS.)

Николаев Н. И. Неотектоника и её выражение в структуре и рельефе территории СССР. М., Госгеолтехиздат, 1962. (*Nikoláev N. I.* Neotectónica y su expresión en la estructura y el relieve del territorio de la URSS.)

Обручев В. А. Основные черты кинетики и пластики неотектоники. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1948. (*Obruchev V. A.* Rasgos principales de la cinética y plasticidad de la neotectónica.)

Проблемы современных движений земной коры (труды III Международного симпозиума). М., изд-во «Наука», 1969. (Problemas referentes a los movimientos contemporáneos de la corteza terrestre.)

Рихтер В. Г. Современные движения земной коры. М., изд-во «Знание», 1957. (*Rijter V. G.* Movimientos contemporáneos de la corteza terrestre.)

Рихтер В. Г. Об оценке метода повторного нивелирования при изучении современных тектонических движений. Бюлл. МОИП, отд. геол. № 2, 1957. (*Rijter V. G.* Acerca de la valoración del método de nivelación reiterada para el estudio de los movimientos tectónicos contemporáneos.)

Рихтер В. Г. Методы изучения современной тектоники морского дна. М., изд-во «Недра», 1965. (*Rijter V. G.* Métodos de estudio de la tectónica contemporánea del fondo marino.)

Современные вертикальные движения земной коры на территории западной половины Европейской части СССР. Под ред. И. П. Герасимова и Ю. В. Филиппова. Тр. ЦНИИГАИК, вып. 123, 1958. (red. I. P. Guerásimov y Yu. V. Filíppov. Movimientos verticales contemporáneos de la corteza terrestre en el territorio de la parte oeste de la mitad europea de la URSS.)

Современные тектонические движения земной коры и методы их изучения. Под ред. И. П. Герасимова и Ю. А. Мещерякова. Изд-во АН СССР, 1963 г. (red. I. P. Guerásimov y Yu. A. Mescheriakov. Movimientos tectónicos contemporáneos de la corteza terrestre y métodos de estudio de los mismos.)

Спиридонов А. И. Основы общей методики полевых геоморфологических исследований. Ч. 2. Изд-во МГУ, 1959. (*Spiridónov A. I.* Fundamentos de la metódica general de las investigaciones geomorfológicas de campo.)

Тектонические движения и новейшие структуры земной коры М., изд-во «Недра», 1967. (Movimientos tectónicos y estructuras novísimas de la corteza terrestre.)

Троцюк В. И. Методика структурно-геоморфологических исследований аккумулятивных равнин при нефтегазопоисковых работах. М., изд-во «Наука» 1967. (*Trotsiuk V. Ya.* Metódica de las investigaciones estructurales geomorfológicas de las llanuras acumulativas para las obras de búsqueda de petróleo y gas.)

Философов В. Я. Краткое руководство по морфометрическому методу поисков тектонических структур. Изд. Саратовск. ун-та, 1960. (*Filosófov V. Ya.* Manual breve de búsqueda de las estructuras tectónicas por el método morfométrico.)

Шульц С. С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. Географгиз, 1948. (*Shults S. S.* Análisis de la tectónica novísima y el relieve del Tian-Shan.)

Capítulo V

Métodos del análisis paleotectónico

Cuanto mayor es el afán con que penetramos en la noche del tiempo geológico, tanto menor es la frecuencia con que hallamos las huellas del relieve antiguo y tanto menos, pues, podemos apoyarnos en los métodos geomorfológicos de estudio de los movimientos tectónicos. En los mapas paleogeográficos de los períodos geológicos tempranos un área cada vez mayor pertenece a sedimentaciones marinas y depósitos de enormes estanques de tierra adentro. De acuerdo a este criterio los métodos geomorfológicos de investigación de los movimientos tectónicos se retiran a segundo plano; el papel fundamental lo empiezan a desempeñar los metodos del análisis paleotectónico, que tienen por base el estudio de la distribución, constitución, potencia y condiciones de yacimiento de las capas rocosas sedimentarias y volcanógenas, y que comprenden el análisis de las facies, espesores, formaciones, soluciones de continuidad y discordancias. En el presente capítulo procederemos a conocer precisamente estos métodos.

§ 1. Análisis de las facies

La idea de las facies surgió (el geólogo suizo A. Gressly, 1838) con motivo de la necesidad de distinguir entre los depósitos coetáneos las rocas cuyos indicios litológicos y palentológicos en conjunto señalan que éstas se formaron en distintas condiciones, por ejemplo, los arrecifes calcáreos, las brechas que los circundan en las laderas, los sedimentos lagunares situados tras el arrecife y depósitos de mayor profundidad que se encuentran delante del mismo, y así sucesivamente. Ulteriormente el término «facies» se hizo aplicable ya a las rocas concretas (facies arenosa, facies de caliza conchífera, etc.), ya a las condiciones concretas de sedimentación de éstas (facies de shelf, facies de delta, etc.). *Es más racional denominar facies a un tipo determinado de roca sedimentaria surgido en ciertas condiciones físico-geográficas*, por ejemplo, arenas de cauce, calizas lacustres,

guijarrales ribereños, etc.; de forma semejante lo comprende D. V. Nalivkin, autor de la conocida monografía «Doctrina acerca de las facies».

En ciertos casos resulta útil y suficiente distinguir sólo variedades litológicas de los sedimientos sin atender su génesis; éstas recibieron el nombre de *litofacies*. Muchos de los llamados mapas de facies, publicados en la literatura, no son más que mapas litofaciales, que, sin embargo, proporcionan con frecuencia un material notable con que se puede juzgar sobre las condiciones tectónicas del pasado geológico (por ejemplo, los mapas de V. V. Beloúsov referentes al Cáucaso y a la plataforma Rusa). No obstante, un análisis fácil completo, que dilucidan en todos sus aspectos el ambiente físico-geográfico del acopio de sedimentos, puede aportar para la geotectónica una información aun mayor.

¿En qué consiste la importancia del análisis referente a la distribución de las facies de uno u otro intervalo de tiempo geológico para la geotectónica? La distribución de las facies refleja la topografía del relieve del fondo de la cuenca antigua y de sus costas, evidenciando al mismo tiempo las regiones de tierra firme de una época dada. Pero el relieve, sobre todo subácueo, sirve, como hemos visto con anterioridad, de reflejo de la tectónica. Las regiones de acopio estable de los sedimentos marinos y de grandes cuencas intracontinentales son siempre zonas de descensos tectónicos; las regiones de tierra emergida, al revés, son zonas de alzamientos tectónicos. Las mayores profundidades del mar corresponden, evidentemente, a las zonas de hundimiento más intenso; los tramos más elevados de la tierra firme, a las zonas en ascenso más acelerado.

De esta suerte, *los mapas de las facies dan una noción cualitativa respecto a la distribución de las regiones de hundimiento y ascenso tectónico de una época dada* e incluso permiten distinguir las zonas de movimientos de mayor y menor intensidad. Mas la significación de los mapas de facies no se limita a esto; ellos coadyuvan a la correcta interpretación de los mapas de espesores (véase más abajo), que aprecian los movimientos tectónicos no sólo de modo cualitativo, sino también de forma cuantitativa.

Los mapas de facies, al igual que los mapas de espesores, se levantan en base a cortes, estudiados por afloramientos naturales o mediante pozos de sondeo. El intervalo estratigráfico más común es el piso, o el subpiso; rara vez se toman subdivisiones más menudas (horizonte, capas) o más grandes (por ejemplo, dos subpisos contiguos).

De ejemplo de los mapas faciales de escala pequeña pueden servir los mapas del «Atlas litólogo-paleogeográfico de la plataforma Rusa y de los geosinclinales que la encuadran», confeccionados en escala de 1:5 000 000 (1962—1963), y los mapas del «Atlas litólogo-paleogeográfico de la URSS» (1967—1969), en escala de 1:7 500 000. En dichos mapas son utilizados dos sistemas de designaciones paralelas: la litología está indicada por designaciones de trazos mientras que las condiciones de acopio de los sedimentos (paleogeografía), por las de colores. Por esto los mapas de que se trata son denominados litólogo-paleogeográficos,

pero precisamente la reunión de la litología y paleogeografía nos da las facies. La edición de semejantes mapas en colores presenta ciertas dificultades, por lo que en muchos casos es preferible usar sólo las designaciones rayadas, empleándolas inmediatamente para destacar diferentes facies, es decir, las sedimentaciones (de las rocas) de un determinado origen. Tal vez uno de los ejemplos más acertados de los mapas de este género son los mapas publicados por A. M. Gabrilián para la cuenca de Ferganá y por A. G. Babáiev y A. M. Akramjodzháiev para el distrito de Bujará-Jiva (fig. 31).

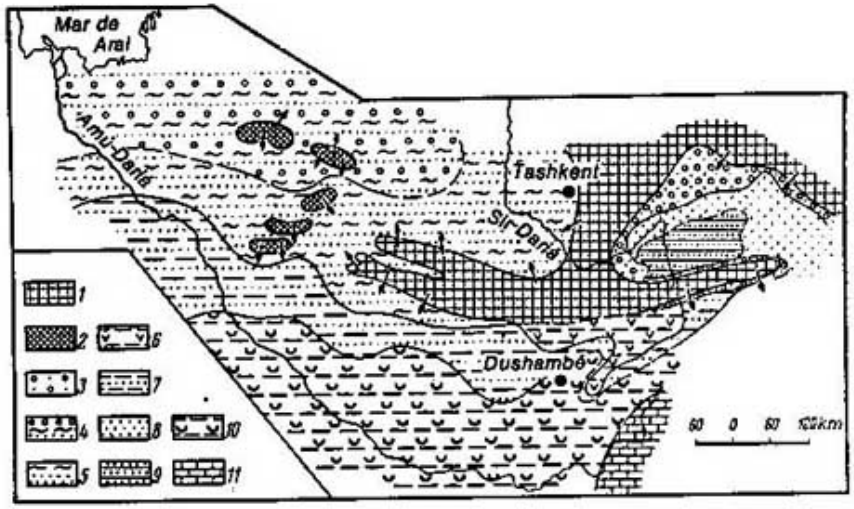


Fig. 31. Mapa de las facies del turonense superior del Asia Central (según A. G. Babáev y A. M. Akramjodzháev)

1 — tierra firme; *2* — islas; *3* — facies de conglomerados y areniscas coloradas subácueas; *4* — facies de arcillas y conglomerados con intercalaciones unitarias de arcillas y areniscas litorales marinas; *5* — totalidad de las facies de arcillas, areniscas, arenas coloradas y grises litorales marinas, areniscas coloradas, conglomerados de guijos diminutos y arcillas de depósitos de agua dulcificada, de la llanura litoral y deltas; *6* — facies de arcillas abonadas con yeso y yesos de laguna salina; *7* — facies de areniscas y arcillas litorales marinas con intercalusiones raras de calizas conchíferas; *8* — facies de areniscas y arenas coloradas del depósito de agua dulcificada de la parte marginal del mar; *9* — idem, con capas delgadas de calizas y dolomitas de génesis marina; *10* — facies marinas de aguas relativamente profundas (arcillas, calizas y calizas conchíferas); *11* — facies de calizas litorales marinas

Al hacer el análisis de las facies la tarea más primordial, a la par más difícil, es la puesta en evidencia de los terrenos de derrubio, o sea, de las zonas de alzamientos tectónicos absolutos de un tiempo dado. Estas zonas no se pueden establecer de modo inmediato; ellas deben de encontrarse en ciertos lugares dentro del marco de las áreas exentas en el tiempo presente de los sedimentos de dicha edad. Pero esta falta de sedimentos puede, completa o parcialmente, ser resultado de un derrubio más tardío, y sólo la alteración de la composición litológica y de otros rasgos de los sedimentos en la dirección de la tierra firme antigua supuesta puede mostrar señales más determinadas.

En las condiciones de un shelf abierto, la actividad de las olas conduce al cambio regular de la constitución sedimentaria en direc-

ción perpendicular a la línea ribereña. Mar adentro, el terreno guijarreño es sustituído por la grava, la cual se cambia en arena, primeramente de grano grueso y luego cada vez más fino; la arena se trueca en aleurita, la que a su vez es reemplazada por arcilla, al principio arenosa y después cada vez más pura. Por último, cuando el material detrítico en su masa principal ya está asentado en el fondo, la predominancia pasa a los sedimentos organógenos y de ori-

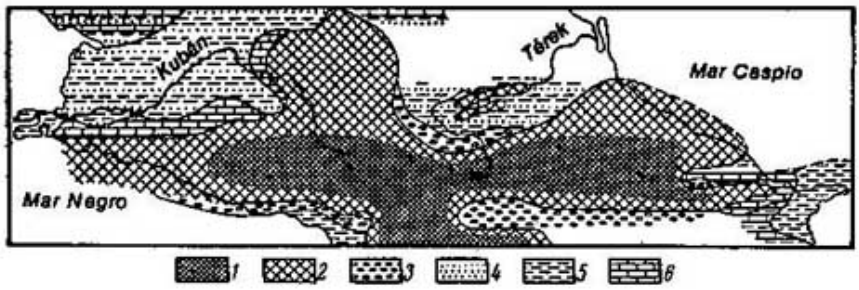


Fig. 32. Mapa de las litofacies del piso póntico a lo largo de la periferia del Cáucaso Mayor

1 — tierra firme elevada; *2* — tierra firme baja; *3* — guijarrales; *4* — arenas; *5* — arcillas; *6* — calizas conchíferas

gen químico (en esencia, las arcillas ya no son rocas detríticas en el sentido exacto de este concepto, pero están constituidas del material detrítico fino transformado en el ambiente marino). Las arcillas ceden el sitio a las margas, después a las calizas, a veces a rocas silícicas como son los esquistos diatomáceos y radiolaritas.

Sin embargo, un perfil facial perfecto de género semejante no se registra siempre, ni mucho menos. Los sedimentos de fragmentos gruesos, esto es, de cantos rodados, guijarrales, se forman únicamente a las orillas de una tierra firme montañosa mientras que una orilla baja se orla directamente de arenas o incluso de arcillas arenosas. Las arcillas se pueden depositar en cercanía inmediata de la costa en golfos de aguas someras, donde la acción de las olas se extingue a la profundidad de varias decenas de metros e incluso en los litorales oceánicos abiertos.

En caso de que la orilla está constituida por calizas, el sitio de los guijarrales y grava puede ser ocupado por calizas detríticas, pero el carácter desmoronadizo de éstas con frecuencia resulta aparecer esfumado durante el proceso de diagénesis y la recristalización enlazada con este proceso. A las orillas bajas, desprovistas de desagüe fluvial y poco susceptibles de abrasión corrientemente se depositan calizas organógenas, por ejemplo, en la época contemporánea a lo largo del litoral levantino del Caspio o en el entorno de la península de Apsherón en su costa occidental.

El cambio del carácter de las sedimentaciones costeras de modo muy evidente se revela en los mapas faciales del Neógeno del Cáucaso (fig. 32). Frente a la

parte central de la isla Caucásica, o sea, la más montañosa de ésta, en el norte y en el sur se depositaron los guijarrales. A medida que se avanza hacia los extremos occidental y oriental de la isla, los guijarrales desaparecen sustituyéndose por formaciones arenoso-arcillosas y, por fin, arcilloso-calcáreas.

Por otra parte, en muchos casos los sedimentos detríticos de grano grueso, o sea, guijarrales y arenas, se pueden acumular no a la misma orilla, sino más o menos alejados, separándose de ésta por depósitos arcillosos.

En cuanto a los guijarrales esto se observa en los casos de los así llamados flujos costeros de guijos. Semejantes flujos tienen su origen a las desembocaduras de los ríos y surgen en aquel caso cuando la dirección de los vientos predominantes y, consiguientemente, de las olas no es perpendicular a la línea costera, sino que forma con ésta un ángulo distinto del recto. En tal caso aparece la componente del movimiento de los aluviones paralela a la costa (V. P. Zenkovich). Flujos costeros aluviales de semejante tipo fueron estudiados para el litoral caucásico del mar Negro.

Los acopios de material arenoso-aleurítico «alejados de la costa» también pueden ser resultado de la formación de barras, lenguas, lidos, caballones subácueos o debido al traslado de dicho material a lo largo de los cañones subácueos y acumulación de éste al pie del talud continental (véase más abajo).

Los caballones subácueos se desarrollan en las orillas bajas con pendiente acuática suave. En semejantes condiciones las olas pasan gran distancia desde el momento de resaca (volteo de la cresta de una ola, el que inicia cuando el fondo es de profundidad igual al doble de su altura), perdiendo gradualmente la energía y capacidad para transferir el material detrítico. Esto da origen a la sedimentación del detrito y al crecimiento de un caballón subácueo, el que en lo sucesivo sale del nivel del mar y se convierte en barra. Grandes caballones submarinos se originan también al transgredir el mar a una tierra firme muy llana. Tal es, según V. P. Zenkovich, el origen del banco de arena de Odesa, cuyo largo es mayor de 70 km y que se eleva a 7—8 m sobre el fondo del mar adyacente. En este último se depositan légamos mientras que en el banco y delante de él en una extensión de decenas de kilómetros, arenas.

Las lenguas de tierra se forman al disminuir la velocidad del flujo aluvial, que se mueve a lo largo de la costa y cuya capacidad sufre un cambio adecuado bajo el efecto de este proceso, causante de la depositación de una parte del material detrítico. A su vez la disminución de la velocidad del flujo aluvial tiene lugar en dos casos: 1) si el flujo dobla una saliente de la costa, y 2) al bloquear la costa por cabos, islas o bancos. En el primer caso se comienza la formación de las lenguas que se apartan de la saliente y prosiguen inmediatamente la dirección de la costa por parte del movimiento de los aluviones o se acercan algo a la costa originaria tras el saliente. Las lenguas se originan también en el segundo caso desarrollándose en la dirección desde la costa hasta la contigüidad con el elemento que bloquea. Debido a esto la lengua se convierte en lidos, separando del golfo primitivo una laguna de dimensiones más o menos grandes. Un papel notable en la conducción del material arenoso-aleurítico pertenece a las corrientes de marea y continuas, eólicas (de abatimiento).

En la época contemporánea, como señalan F. Shepard y asimismo A. L. Yanshin y R. G. Garetski, en la margen oceánica del shelf se observa una difusión muy amplia de las arenas, a veces de grano grueso, las cuales en las inmediaciones de la costa se sustituyen

por cienos arcillosos aleuríticos, semejante distribución de los sedimentos se explica por el carácter de actividad de las corrientes de marea[1]). Cuando la ola de marea ascendente viene desde una gran profundidad hacia una profundidad menor, la amplitud de marea aumenta y la velocidad de la corriente se acrecienta. La acción de las corrientes de marea se limita, sin embargo, en lo fundamental por las partes periféricas de los océanos, ya que éstas en los mares marginales penetran muy debilitadas y se extinguen del todo en los mares interiores, incluso tan grandes como es el Mediterráneo.

Las corrientes continuas son provocadas preponderantemente por los vientos de dirección dominante; de otro modo se denominan de deriva. Las corrientes ventosas pasan, lo mismo que las corrientes aluviales costeras, paralelamente a la orilla, pero a una distancia respecto a ésta y profundidad mayores. Los accidentes de relieve del fondo marino (que comúnmente tienen origen tectónico) ejercen efecto desviador sobre la dirección de las corrientes.

Fajas de arenas depositadas por corrientes son evidenciadas entre los sedimentos de las cuencas precaucásicas del oligoceno y mioceno. Una de estas fajas, confinada al oligoceno medio del borde meridional de la combadura frontal del Kubán Occidental, se registra a una distancia de 120 km; de la costa antigua está separada por sedimentos arcillosos. Otra faja parecida, que va desde el nordeste hacia el sudoeste y atraviesa la actual meseta de Stávropol, es marcada en el oligoceno inferior (horizonte de Jadum). A ella se hallan confinados los conocidos yacimientos de gas de Stávropol; con la primera faja se hallan relacionados los yacimientos petrolíferos del distrito de Jadizhen del Kubán Occidental.

Para las arenas de este origen es específico un tipo determinado de laminación diagonal. La dirección de la corriente se localiza por el declive dominante de los microestratos inclinados, así como también por el cambio granulométrico de la composición sedimentaria y por el contenido mineralógico (enlace con una región determinada de demolición).

Por fin, otro agente importante del traslado del material de fragmentación gruesa a una distancia notable desde la costa y con frecuencia a profundidades considerables sirven los *torrentes turbios* («turbidity currents» de los autores norteamericanos). Estos son de agua del fondo cargada de material detrítico que se deslizan a lo largo del declive del relieve subácueo bajo la acción de la fuerza de gravedad. Dentro de los límites del shelf de canales principales para trasladar las corrientes turbias sirven los valles fluviales inundados, ensanchados y profundizados por éstas. Los torrentes turbios atraviesan el talud continental a lo largo de los cañones subácueos que son practicados por aquellos en la continuación de los valles del shelf y (o) de las grietas tectónicas que henden el talud continental. Al pie de este último en el lecho oceánico se originan los

[1]) Estas arenas, por lo menos parcialmente, no son sedimentaciones actuales sino relictas de la última época glaciaria.

acarreos subácueos del material trasladado por los torrentes turbios, si es que la topografía del fondo no favorece al traslado subsiguiente del material hacia las fosas del lecho oceánico.

Ultimamente se han evidenciado las denominadas *corrientes de contorno*, que accionan constantemente a lo largo de las faldas continentales y que producen el traslado de grandes masas de material detrítico a grandes distancias. La dirección de las corrientes de contorno por lo común es contraria a la de las corrientes superficiales, por ejemplo, el torrente a las orillas de América del Norte es contrario al Gulf-Stream. Los sedimentos de los torrentes turbios recibieron el nombre de *turbiares* y los de corrientes de contorno, *conturitas*.

Los flujos costeros detríticos, los torrentes turbios y las corrientes de contorno confunden el panorama general de la distribución regular de los sedimentos según su grosura, que viene condicionada por los procesos ondulatorios. No obstante, es enteramente posible revelar estas complicaciones y anular su influencia sobre el fondo principal del cuadro. En particular, las franjas de sedimentos arenoso-aleurítico depositados por los flujos y corrientes costeros, suceden comúnmente en dirección paralela a la costa y por lo tanto señalan la disposición de ésta.

Datos complementarios esenciales para localizar las regiones antiguas de elevación y derrubio se proporcionan por el estudio de la orientación de los microestratos diagonales, de los jeroglíficos de fluencia laminar y de la composición mineralógica de los sedimentos. En las series de agua somera, sedimentadas en la parte superior del relieve, los microestratos suelen ser inclinados en dirección opuesta a la orilla. A grandes profundidades, así como también en los terrenos en que se desarrollan las corrientes costeras, la inclinación de los microestratos con frecuencia se hace paralela a la orilla. Particularmente, semejante orientación es característica para las masas de flysch, que se acumulaban a profundidades de varias centenas de metros. El traslado longitudinal del material en las inflexiones «de flusch» se acentúa sobre todo por la orientación de los jeroglíficos de fluencia laminar.

En las reconstrucciones paleogeográficas basadas sobre el estudio de la composición mineralógica de los sedimentos, se utiliza fundamentalmente la fracción pesada. El contenido excesivo de los llamados minerales estables (rutilo, zircón, turmalina, granates) testimonia la erosión de las masas sedimentarias metamorfizadas antiguas o de los macizos graníticos; la presencia de distena, estaurolita, silimanita, es acusatorio del arrastre de las pizarras cristalinas de las regiones en desarrollo; la existencia de picotita y cromita atestigua el derrubio de las intrusiones ultrabásicas, etc. En 1929 V. P. Baturin argumentó la formación de la capa eficiente del plioceno Medio de la península de Apsherón, producida a expensas del arrastre de la plataforma rusa, por la presencia, en los sedimentos de esta capa, de la distena, que es un mineral típico de los esquistos cristalinos. Las obras posteriores, en lo fundamental, confirmaron y desarrollaron la hipótesis de Baturin, propagándola a muchos horizontes del mesozoico y cenozoico de la región precaucásica (V. A. Grossgueim).

Los mapas detallados de las facies dan la posibilidad de evidenciar no sólo la disposición de grandes elevaciones y combaduras, sino que también de los pliegues aislados, incluso de los recubiertos completamente por el mar. En el terreno donde se hallan en desarrollo las sedimentaciones arenoso-arcillosas de aguas someras se

registra el aumento del contenido de rocas arenosas en las bóvedas de los anticlinales. Un fenómeno similar está señalado, en base al análisis de los diagramas de perfilaje, para la capa productiva de la península de Apsherón, por I. I. Potápov y otros; para la serie colorada, el Akchaguil y Apsherón de Turkmenia Occidental, por T. V. Shvarts. Empero, en el caso de profundidades mayores de la cuenca y (o) un aporte menos copioso del material aleurítico-arenoso las cúpulas de los anticlinales se caracterizan, por el contrario, por el acopio de los sedimentos puramente arcillosos, mientras que en sus alas aparecen intercalaciones de arenas (aleurolitos). Es evidente que las arenas en los casos similes se encuentran depositadas por las corrientes que contornean los alzamientos anticlinales subácueos. Semejante distribución de las arenas es registrada en el Mioceno medio de las regiones petrolíferas de Grozny y Daguestán.

De un modo análogo, en las condiciones de régimen puramente continental las hullas son más típicas para los sinclinales (Jura de la cuenca de Irkutsk y de Transbaikalia, según B. A. Ivanov); al mismo tiempo, en las condiciones de transición de las continentales a las marinas, para los anticlinales (Paleógeno de la depresión del Dnieper-Donetz, según I. E. Slenzak).

Al no existir en absoluto el aporte del material aleurítico-arenoso, en las elevaciones anticlinales se desarrollan los arrecifes calcáreos, a la vez que en los sinclinales se produce el acopio de sedimentos, arcillosos.

Así eran las cosas en la península de Kerch en el Meótico cuando a las eminencias anticlinales eran confinados los arrecifes de briozoarias. En el oxfordense los pliegues anticlinales en crecimiento de la región de Sudak de la Crimea Montañosa eran orlados por guijarrales, en tanto que los arrecifes se desarrollaron por los cantos de los sinclinales, en cuyas partes axiales se depositaron los sedimentos arcilloso-aleuríticos; en los sinclinales angostos los arrecifes ocuparon incluso sus tramos axiales (D. S. Kizevalter). Evidentemente, las profundidades medias de la cuenca aquí en aquella época eran menores que en la era Meótica en la península de Kerch.

La diferenciación facial en función de la disposición de los pliegues sinclinales y anticlinales en crecimiento se registra también en las regiones donde los sedimentos puramente carbonatados o carbonoso-silíceos son comunes. De forma semejante las sedimentaciones del Eoceno medio de Ferganá (conjunto alaisense) en las elevaciones se caracterizan por un amplio desarrollo de las diferencias serpúleas de calizas organógenas y por el aumento de las potencias sumarias de calizas organógeno-oolíticas: en las depresiones sinclinales crece el papel de las diferencias oolíticas y aumenta el contenido de la dolomita (V. N. Jólodov y otr.). La parte inferior del Eoceno superior (horizonte kerestino) de la región de Rostov en las elevaciones está constituida por margas en tanto que en los sinclinales por arcillas y opokas (Yu. P. Nikítina).

Una diferenciación facial aún más acusada se registra allí donde tiene lugar la fracturación del fondo de la cuenca en bloques ascendentes y descendentes,

como, por ejemplo, en el triásico medio y superior de los Alpes del Este o en el cretáceo inferior de Argelia. En los bloques ascendentes se desarrollan las *facies de arrecife* (escollos de algas en el Triásico alpino, que es la llamada facies de Dachstein; bancas metalíferas en el cretáceo inferior de Argelia), entre los límites de los bloques en descenso se opera un acopio de margas, arcillas y calizas estratificadas (facies de Hallstatt del triásico de los Alpes Orientales). Con todo esto las facies de escollos, que son de profundidades menores, poseen potencias mucho mayores que las facies batiales de los terrenos intermediarios.

Curiosas formaciones confinadas a los terrenos de elevaciones en crecimiento y (o) a los momentos de regresiones relativas y las que surgen en un ambiente de intensa agitación son los conglomerados,

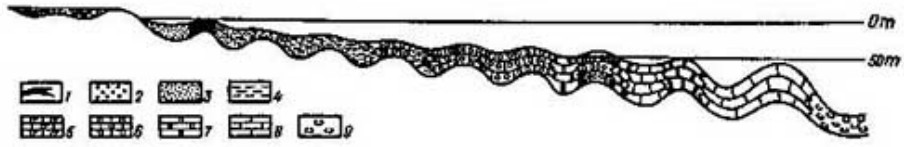


Fig. 33. Influjo de las elevaciones anticlinales en crecimiento sobre la mutabilidad de las facies sedimentarias (esquema de principio)

1 — carbones; *2* — arenas bastas; *3* — arenas finas (aleuritas); *4* — arcillas; *5* — calizas organógenas, entre ellas generadoras de arrecifes; *6* — calizas oolíticas; *7* — dolomitas y calizas dolomitizadas; *8* — calizas de forma pelítica; *9* — rocas silíceas

destacados por B. A. Sokolov bajo el nombre de *apicales* (a diferencia de los basales, ampliamente difundidos). Estos conglomerados (gravelitas, brechas) con frecuencia contienen fauna mezclada de varios horizontes estratigráficos sucesivos; en Abjasia esta capa comprende la fauna de cefalópodos del Barremense superior, del Aptico inferior y superior. También es típica la presencia de minerales resistentes: cuarzo, fosforitas, etc. Semejantes formaciones, conocidas en la literatura angloamericana bajo la denominación «hard ground» (suelo firme), son registradas por F. Henson en la Creta y en el eoceno en el pandeo de Mesopotamia.

El cuadro general de la alteración de la composición de los sedimentos en relación con el reflejo en el relieve del fondo de las cuencas de las elevaciones y combaduras locales en desarrollo, está esquematizado en la fig. 33. Los cambios faciales no sólo reflejan el crecimiento de los pliegues, sino que también el desarrollo de las fallas y flexuras. De las zonas de estas alteraciones son propias ciertas facies particulares de los sedimentos. Tales son, por ejemplo, las filas de escollos.

Las *filas de escollos*, como regla general, aparecen confinadas a las fajas de fallas tectónicas regionales (fracturas de profundidad) y de flexuras, que separan las zonas de descenso de intensidad bruscamente diferente y, en conformidad, de distinta hondura (fig. 34).

Otra «facies de las fracturas profundas» son los *conglomerados en bloques y los «horizontes con inserciones» u olistostromos*, que es producto de los *derrumbes y deslizamientos subácueos*. Es incuestionable el confinamiento a una zona de fractura profunda (de Siazán) de la

franja de derrumbes y deslizamientos subácueos enormes en el Oligoceno inferior de la vertiente septentrional del Cáucaso Sudeste. Un desarrollo en masa de las texturas de deslizamiento subácueo es registrado en las sedimentaciones jurásicas y de Creta lindantes en el este a la falla Central de Sikhota Alín (Yu. N. Razmajnin).

No obstante, las formaciones de deslizamiento subácueo se observan también en las alas de las estructuras positivas que crecen enérgicamente. Semejantes formaciones están estudiadas lo más detalladamente en la Creta superior y en el Paleógeno del Cáucaso Nordeste; aquí se ve un confinamiento claro de los deslizamientos subácueos a las zonas de los mayores gradientes de potencias de los horizontes estratigráficos respectivos, es decir, a los terrenos de los declives más abruptos del fondo marino (M. M. Moskvín, M. A. Semijátov, P. P. Zabarinsky). Por otra parte, estos declives pueden medir sólo pocos grados, pero esto es suficiente para provocar el deslizamiento de los sedimentos todavía no solidificados, sobre todo los margosos, pelíticomórfico-calcáreos, aleuríticos.

De esta forma, *el análisis de las facies da la posibilidad de contornear las combaduras y elevaciones tectónicas, regionales y locales, así como también poner en evidencia las zonas de fallas y flexuras.* Para éstas últimas también son específicas la constancia de posición de la línea costera y de los límites faciales en el transcurso de varias edades geológicas sucesivas, lo marcado de las fronteras entre las facies, la

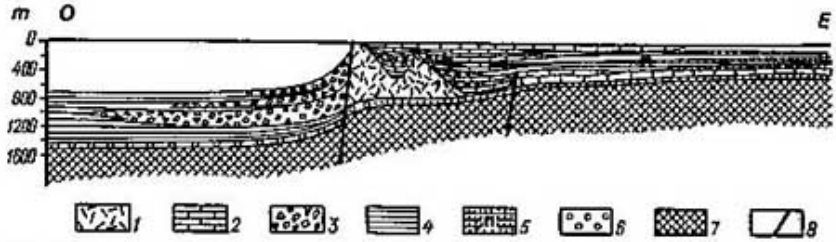


Fig. 34. Corte a través de la zona de arrecifes de barrera del Jurásico superior del Cáucaso Noroeste (según V. E. Jain y M. G. Lomise)

1 — macizos de arrecife; *2* — calizas estratiformes; *3* — brechas de los taludes de arrecife; *4* — flysch; *5* — depósitos lagunares de arenas y arcillas abigarradas; *6* — conglomerados; *7* — formaciones anteriores al jurásico superior; — fallas consedimentacionales

exigüidad de las zonas faciales, y a veces la desaparición de algunas de ellas, al estar en contacto inmediato, por ejemplo, con bancos de guijos y arcillas.

Como se ha señalado anteriormente, *el análisis de las facies permite asimismo apreciar con aproximación la intensidad de hundimiento de la región de acumulación y la de alzamiento de la región de derrubio.* Con este fin, aparte de los indicios ya mencionados, pueden ser utilizados otros complementarios. En las condiciones de movimientos de contraste e intensivos las zonas faciales resultan estrechas y con rapidez se sustituyen entre sí en el área, lo que se registra precisamente en los geosinclinales; y viceversa, para las regiones de tranquilidad, plataformas, es típica una anchura mayor de las zonas faciales. En lo fundamental esto depende de la velocidad de hundimiento del fondo,

la que determina la distancia a la costa donde se opera el depósito del material detrítico (cuanto mayor es la velocidad, tanto menor es dicha distancia; con más detalle, véase el § 6 del presente capítulo).

La diferencia de la velocidad de hundimiento del fondo de la cuenca deja sentir la influencia no sólo sobre el ancho de las zonas faciales, sino que también sobre todo el aspecto de los sedimentos en formación: su composición granulométrica, selección, contenido mineralógico, etc. Un hundimiento rápido del fondo de la cuenca asegura la apresurada sepultura de los sedimientos, siendo el traslado relativamente cercano. Como resultado se obtiene una selección insuficiente de los sedimentos, la conservación de los minerales, incluso poco resistentes (piroxenos, hornablendas, epidota, etc.) y, como consecuencia, la abundancia de variadas especies minerales, en particular, la especie arcósica o de grauwaka de las formaciones arenáceas. En condiciones contrarias, al hundirse lentamente el fondo de la cuenca, los sedimentos, sometidos al relavamiento duradero, adquieren una homogeneidad granulométrica, resultan bien seleccionados, privados de los minerales poco estables y enriquecidos con cuarzo, incluso formándose las aleuritas y arenas puramente cuarzosas, así como con los minerales pesados más estables: zircón, granates, rutilo, distena y otros. Los minerales inestables sufren alteración química: se forman la glauconita, los compuestos oxidados de hierro, etc. Puesto que en semejantes condiciones la sustancia orgánica se destruye con facilidad, los sedimentos resultan en general más oxidados colorándose en rojo o verde de los compuestos de óxido y protóxido de hierro. Por el contrario, al hundirse prontamente, la sustancia orgánica se entierra junto con el sedimento, ejerciendo el efecto reductor sobre las formaciones minerales; merced a la abundancia de los sulfuros y carbonatos ferrosos los sedimentos adquieren coloración oscura; es característica la presencia de las concreciones de sideritas.

Por fin, la velocidad de hundimiento determina la marcha de los procesos de diagénesis y catagénesis (epigénesis) de los depósitos. En condiciones de hundimientos progresivos (en las plataformas) en el decurso de un período prolongado de la diagénesis el material detrítico obtiene carácteres mineralógicos, que reflejan las condiciones del medio donde éste se acumula. Pero, como éstas son variables, la composición de las rocas se distingue con cierto abigarramiento en el corte vertical. En el estadio de epigénesis este abigarramiento se conserva en alguna medida, sombreando el cambio dirigido de la composición de rocas con la profundidad. Al contrario, siendo intensos los hundimientos (en los geosinclinales), el material se transforma poco durante la diagénesis, pero experimenta cambios radicales en el estadio de epigénesis con una sucesión pronunciada de las zonas según la vertical; sólo aquí se llega a la aparición de la clorita, muscovita y de las estructuras de «forma de cuarcita y espina» entre las areniscas (A. G. Kossovskaia).

De esta guisa, la composición y otros indicios de las rocas sedimentarias brindan valiosas indicaciones en cuanto al régimen tectónico tanto de la región de acumulación como de la fuente del acarreo (tabla 3).

Sobre el régimen tectónico de las regiones de tierra firme antigua permiten juzgar también la propagación y el espesor de las *cortezas fósiles de meteorización*. Una corteza de meteorización de espesor notable puede surgir sólo en condiciones de mantenimiento prolongado de movimientos ascendentes de intensidad relativamente pequeña.

Semejantes condiciones se observaron, por ejemplo, en los Urales durante el Mesozoico temprano, cuando se originó la corteza de meteorización de potencia de hasta 100 m. Al activarse las elevaciones e intensificarse la erosión la corteza de meteorización empieza a desmoronar. Si la corteza tuvo el aspecto de laterita o próximo a éste, los productos de su derrubio colorean de rojo a los sedimentos. Esta coloración es propia de los horizontes transgresivos de la Creta y del paleógeno del Cáucaso, los Cárpatos y los Alpes.

Al emplear los resultados del análisis de facies en las reconstrucciones paleotectónicas, es necesario tener en cuenta que la distribución de las facies de sedimentos depende asimismo de las condiciones climáticas. Así, por ejemplo, la formación de calizas en cercanía inmediata de la costa puede ser consecuencia no sólo de una intensidad débil de las elevaciones de la tierra firme, sino también de la dominación del clima árido en los límites de ésta y de la falta del desagüe fluvial producida por este clima; como se ha señalado, un cuadro semejante se registra actualmente a lo largo del litoral este del mar Caspio.

En este párrafo se trató en lo esencial de la aplicación del análisis de facies en el estudio de los movimientos verticales. Pero el análisis de las facies tiene una importancia muy esencial para determinar la dirección y la amplitud de los movimientos horizontales, en particular, por las fallas laterales y de corrimiento. En el caso de fallas laterales con este fin se utilizan la fractura y desplazamiento de zonas faciales iguales que tienen lugar por ambos lados de la falla lateral, así como el aislamiento por ésta de las regiones de sedimentación de ciertas formaciones detríticas típicas y de sus fuentes de arrastre, por ejemplo, de los conglomerados de guija granítica de tipo determinado y los macizos de granito a expensas de cuyo derrubio estos conglomerados se formaron. Para determinar la amplitud de los corrimientos y sobre todo de las fallas de corrimiento de suave pendiente, o sea, sobreescurrimientos, es de significado principal la comparación de las facies de los sedimentos sumadores de las láminas cabalgantes con las facies análogas o próximas en los terrenos de las raíces supuestas de los mantos. Con más detalle tratamos de dichas cuestiones en el capítulo referente a las fracturas de profundidad.

Tabla 3

Influencia del régimen tectónico sobre la composición y constitución de las rocas sedimentarias

Zonas tectónicas / Tipos principales de las rocas sedimentarias	Regiones de poco hundimiento (partes centrales de las plataformas, macizos medianos de las regiones geosinclinales)	Regiones de hundimiento moderado (taludes de las plataformas, combaduras frontales y exteriores de las zonas geosinclinales)	Regiones de intenso hundimiento (combaduras internas de las zonas geosinclinales)
Terrígenas (detríticas)	Gijarrales raros (conglomerados), de composición uniforme (oligomictos), de poca potencia, bien seleccionados y redondeados Arenas arcósicas, más rara vez cuarzosas, corrientemente claras, a veces de estratificación diagonal en forma de capas delgadas persistentes	Guijarrales (conglomerados) a veces de potencia notable, de composición heterogénea (polimictos), de distinto grado de selección y redondez Areniscas cuarzosas, rara vez polimictas, claras o grises (grisáceo-verdosas), con frecuencia en conjunto con la glauconita, forman paquetes potentes	Conglomerados y brechas, frecuentemente en bloques, a veces con la materia de relleno tobácea, polimictos (de grauwaca) y tobáceos de matices verde-grises
Terrígenas quimiogenas (arcillosas)	Los minerales arcillosos, conservan la composición que tenían o adquirieron durante la meteorización en la zona de arrastre. Es típica la caolinita	Los minerales arcillosos pierden parcialmente su composición primaria. Desempeñan un papel cada vez mayor las hidrómicas y montmorillonita	Entre los minerales arcillosas predominan las hidrómicas, surgen la clorita y muscovita

Continuación de la tabla 3

Zonas tectónicas / Tipos principales de las rocas sedimentarias	Regiones de poco hundimiento (partes centrales de las plataformas, macizos medianos de las regiones geosinclinales)	Regiones de hundimiento moderado (taludes de las plataformas, combaduras frontales y exteriores de las zonas geosinclinales)	Regiones de intenso hundimiento (combaduras internas de las zonas geosinclinales)
Quimiógenas	Calizas oolíticas y dolomitizadas, dolomías, opokas, fosforitas de nódulos	Margas y calizas pelitamorfas, dolomitas, aljeces, sales potásicas y gema, fosforitas tabulares, sílex	Margas y calizas pelitamorfas, calcedonias (jaspes y otros), concreciones de siderita arcillosas
Organógenas	Calizas conchíferas, calizas de algas, calizas organógeno-detríticas, biohermos diminutos (escollos)	Calizas foraminíferas, arrecifes de barrera y marginales	Calizas foraminíferas (globigerinas), radiolaritas, biohermos de corales y algas esparcidos confinados a las islas volcanógenas
Síntomas generales de las capas sedimentarias	Potencia escasa; ritmicidad marcada, pero rara; débiles cambios diagenéticos, entre ellos, la débil cementación. Las rocas son coloreadas de tonos claros con frecuencia abigarrados	Potencia moderada, ritmicidad manifiesta media, cambios diagenéticos notables. Entre la coloración predominan matices oscuros, verdosos y grisáceos	Gran espesor, ritmicidad pequeña o nula, cambios diagenéticos y catagenéticos profundos. La coloración de las rocas es, con preponderancia, oscura e incluso negra.

§ 2. Análisis de los espesores

El análisis de la distribución de las potencias de las capas sedimentarias antiguas es actualmente uno de los métodos importantísimos de la investigaciones paleotectónicas. Hace tiempo, ya desde el tiempo de las obras de J. Hall, fundador del tratado sobre los geosinclinales, los geólogos prestaron atención a la potencia de los sedimentos como al indicio de la dimensión e intensidad del hundimiento tectónico. Sin embargo, el desarrollo de dicho método en lo fundamental está relacionado con el comienzo de la confección de los *mapas de iguales potencias* para intervalos estratigráficos determinados. Semejantes mapas se empezaron a componer para el análisis tectónico a los mediados de los años treinta de nuestro siglo en la Unión Soviética, Alemania, Francia, Inglaterra y en los EEUU. En la URSS, los primeros mapas de este género fueron publicados por V. V. Beloúsov para el Cáucaso, y después para la placa Rusa. A V. V. Beloúsov pertenece también la primera argumentación teórica del método de análisis de potencias, complementado más tarde por V. E. Jain (1954). Luego A. L. Yanshin y R. G. Garetsky (1960) publicaron una investigación circunstanciada respecto a esta materia, revisando sustancialmente ciertas conclusiones de V. V. Beloúsov.

A diferencia del método de análisis de facies, el análisis de los espesores (o potencias) permite dar una valoración, no sólo cualitativa sino también *cuantitativa*, de los movimientos tectónicos. Esto se explica porque *el espesor de los sedimentos, al menos en los mares epicontinentales, corresponde a la dimensión del hundimiento tectónico del fondo de la cuenca*. El papel primordial de los hundimientos tectónicos en la formación de potentes capas sedimentarias puede ser ilustrado con dos ejemplos.

En la cuenca del Donetz durante el carbonífero se acumularon cerca de 12 km de sedimentos, notoriamente de agua somera, con numerosas intercalaciones de carbón y de areniscas de orígen aluvial de delta. En la península de Apsherón durante el Plioceno medio se depositaron hasta 4—5 km de formaciones de arena y arcilla de las aguas someras, parcialmente asimismo de delta, que constituyeron la llamada capa productiva de petróleo.

Es absolutamente evidente que en ambos casos no se puede ni hablar del llenado con sedimentos de las depresiones de profundidad de varios kilómetros que ya existían al comenzar el depósito de ellos, tanto más, cuanto que la apariencia de los sedimentos del techo y del piso del carbonífero de la cuenca del Donetz y del plioceno de Apsherón, respectivamente, es casi igual y testimonia sobre una profundiad de cuenca prácticamente invariable en el transcurso de todo el tiempo de depósito de estos sedimentos por consiguiente, nos queda una sola conclusión de que de modo concurrente con la acumulación de los sedimentos tuvo lugar el hundimiento del fondo de la cuenca.

En el párrafo anterior ya se trató de que dentro de un marco de la planicie continental (shelf) bajo la influencia de las olas se elabora el perfil de equilibrio. Al alcanzar el perfil de equilibrio, la acumulación de sedimentos debiera cesar: todo el material detrítico se traslada a partes más profundas de la cuenca. Pero, como en la naturaleza observamos capas potentes de sedimentos de agua somera y de chelf, esto se debe a que el hundimiento tectónico lleva poco a poco al descenso del fondo de la cuenca más abajo que el perfil de equilibrio y a la formación de un *espacio cada vez más extenso para un depósito sedimentario eventual.* Por otra parte, en las cuencas de shelf los sedimentos pueden ser acumulados también por encima del perfil de equilibrio.

A primera vista la potencia debe de depender mucho del carácter facial-litológico de los sedimentos, puesto que los sedimentos de diferente tipo se acopian en los depósitos actuales con velocidades muy distintas. Según R. Sonder, la acumulación de 1 m de arena dura 4—20 años; de arcilla o marga, 8—60 años; de dolomita, caliza, sal, 20—100 años; de caliza silícea y radiolarita, 100—300 años. Por consiguiente, durante 100 años se pueden acopiar 5 m de arena, cerca de 2 m de arcilla, 1 m de caliza, mucho menos de 1 m de sedimento silíceo. Como consecuencia debemos de observar el espesor máximo de los sedimentos en la zona litoral con la disminución paulatina de éste hacia el interior de la cuenca, lo que se registra en los océanos actuales y en los mares de hondonada.

Pese a esto, el cuadro real de distribución de las potencias sedimentarias en las cuencas antiguas casi siempre resulta totalmente diferente: las potencias de sedimentos máximas se registran en sus partes centrales. Más aún, como esclareció V. V. Beloúsov, ya en el experimento de los primeros mapas de potencias, confeccionados por él para la placa Rusa y el Cáucaso Mayor, el plano general de distribución de las potencias queda consecuente para varias épocas geológicas sucesivas, *sea cual fuera la composición facial de los sedimentos.* En particular, este postulado se confirma con el ejemplo de la sineclisa moscovita, en cuyo corte se alternan los sedimentos continentales (D_2, $P_2 — T_1$), lagunares (D_3, P_1) y marinos ($D_3 — P_1$, J_3, K): de arena, arcilla, marga, caliza, yeso, etc. En el ejemplo del Cáucaso Menor al poco tiempo fue mostrado que los espesores de las capas vulcanógenas. también se rigen por la ley indicada.

La contradicción consignada ya hace tiempo fue dilucidada en las obras de V. V. Beloúsov. Él señaló que su adivinación estriba en el *influjo mediador del tiempo geológico.* La acumulación de los paquetes potentes de sedimentos de fragmentos groseros u organógenos cerca de la costa se hace de corta duración en la marcha del tiempo geológico. Las olas, al fin de cuentas, aniquilan una parte notable de estos acopios y trasladan los fragmentos desmenuzados a una parte más profunda del shelf, susceptible en menor grado a la acción del oleaje. A este mismo proceso en gran medida contribuyen las fluctuaciones que son persistentes en la posición de la línea costera. El

terreno lateral de la cuenca es sometido a desecamientos periódicos, mientras que los sedimentos depositados dentro de sus límites sufren derrubio y redepósito. De esta forma, en los tramos del shelf alejados de la costa, que son de mayores profundidades y no pertenecen a la zona de migración de la línea costera, la sedimentación se produce con mayor lentitud, pero en cambio su entierro resulta más estable: los sedimentos por completo y en su mayor parte se transforman en estado fósil y se fijan en el corte geológico. Por esta razón *en las cuencas de shelf la distribución de las potencias de sedimentos se controla precisamente por la dimensión del hundimiento tectónico.*

En cuanto a las formaciones volcanógenas, es que las lavas, sobre todo las básicas y neutras, que son de poca viscosidad, fluyen a grandes distancias (los basaltos, hasta 200 km) en dirección de las depresiones del relieve. Por lo tanto, ellas se acumulan en espesor máximo en las mayores depresiones del relieve, las que corresponden a las partes del mayor encorvamiento de la cuenca. Son excepción sólo las lavas ácidas, que se encuentran con relativa rareza y se distinguen por su alta viscosidad (liparitas, dacitas). Empero, siendo segregadas a la superficie en el borde o en la parte litoral de la cuenca, se someten al derrubio y se redepositan en forma de brechas volcánicas en las profundidades de la cuenca. Es verdad que semejante redepositación no tiene lugar cada vez; en virtud de esto las potencias máximas de lavas ácidas ocurre que no corresponden a los tramos de pandeo máximo. Estas lavas son capaces de acopiarse incluso en las regiones no susceptibles en absoluto al hundimiento tectónico[1]). Al mismo tiempo la acumulación de las rocas piroclásticas se rigen por las mismas leyes que la sedimentación de las rocas detríticas comunes.

Hasta aquí admitíamos que el aflujo de material terrígeno desde la tierra emergida constantemente asegura el llenado del espacio de sedimentación eventual, producido por el descenso tectónico del fondo de la cuenca, en la que se halla elaborado el perfil de equilibrio y, de esta manera, tiene lugar la *compensación permanente del descenso tectónico por el depósito de los sedimentos.* Testimonio de esta compensación es el mantenimiento de cierta composición de los sedimentos en corte vertical. Claro está que, si el material terrígeno faltara para llenar el espacio de depósito sedimentario eventual, el mar se ahondaría progresivamente y conforme con esto, hacia arriba según el corte, y los sedimentos poco profundos se sucederían por los de aguas cada vez más profundas. Cierto que el agua de mar siempre reserva notable cantidad de sales disueltas y por eso la falta del detritus se completa por la precipitación química de las sales disueltas o por el acopio de las rocas organógenas a expensas de las mismas sales, acumuladas por los organismos. Sin embargo, este material a veces resulta ser insuficiente, y nosotros registramos

[1]) Pero esta acumulación en grandes potencias puede causar una comba isostática (véase más abajo).

durante el tiempo geológico un ahondamiento real de la cuenca, el que se manifiesta en la alteración de la composición sedimentaria. La cuenca, que es de shelf, se hace de hondonada, con otra modalidad de distribución de las potencias (véase más abajo).

Examinemos ahora el caso contrario, cuando la afluencia del material terrígeno supera el volumen del espacio de depósito sedimentario eventual, es decir, se observa una *compensación excesiva del descenso por el acopio.* Si una circunstancia semejante tiene lugar en la cuenca de la parte central profunda, el exceso del detritus se quita desde el shelf hacia esta depresión central. Con todo esto el shelf se ensancha y el talud continental se aparta. Pero si la cuenca está situada por entero dentro de los límites de shelf o se halla prácticamente cerrada (mares mediterráneos y marginales), la sobra del material clástico sobreedifica el fondo de la cuenca por encima del perfil de equilibrio, a pesar de la reacción de las olas, y se registra que la profundidad mengua más y más con el siguiente secamiento parcial o completo. Así fue, por ejemplo, la historia de la cuenca de Kazán del pérmico tardío, que se halla en la parte este de la plataforma Rusa; dicha cuenca se llenaba poco a poco con los productos de derrubio de la cordillera Uralense, que surgió en la época pérmica temprana. Esta cuenca, de un mar de poca profundidad se convirtió en sistema de lagos y llanuras aluviales al cabo del pérmico tardío y a principios del triásico. Ya a mediados del triásico dejó de ser zona de depósito sedimentario. De esta forma, la distancia entre el perfil de equilibrio y el nivel del agua de una cuenca poco profunda forma un *espacio complementario para una eventual acumulación de los sedimentos.*

El aumento de la basteza de los sedimentos en la dirección ascendiente de la sección, por ejemplo, la sustitución de las arcillas por arenas y de las arenas por bancos de guijarros es acusatorio de una compensación sobrante del hundimiento por el acopio. En las condiciones de las cuencas cerradas, intracontinentales, rodeadas por cordilleras montañosas, la acumulación de los sedimentos puede proseguir todavía largo tiempo después de finalizado el alabeo tectónico e incorporada toda la zona en el alzamiento. La franja montañosa en su alrededor acrecienta aquí el espacio complementario de depósito posible. Por eso, la potencia de las sedimentaciones continentales en semejantes cuencas no puede servir de medida exacta del alabeo tectónico y con frecuencia supera el tamaño de éste último (véase más abajo).

La magnitud de la acumulación sedimentaria, insuficiente o, al contrario, excesiva para compensar por completo el encorvamiento tectónico, se puede determinar sabiendo la profundidad que tenía la cuenca al comenzar y al finalizar el depósito de los sedimentos del intervalo estratigráfico en cuestión. A base de esta magnitud se puede introducir una corrección adecuada en la potencia de los sedimentos medida y determinar la dimensión verdadera de la sumersión tectónica. Designemos la potencia medida de los sedimentos

a través de h, la profundidad originaria de la cuenca por p_1, la profundidad final de la cuenca por p_2 y la dimensión real del hundimiento por x. Entonces, en el caso de que $p_1 > p_2$, $x = h - (p_1 - p_2)$; si $p_2 > p_1$, entonces $x = h + (p_2 - p_1)$.

Como mostraron los cálculos ejecutados por V. V. Beloúsov y A. B. Ronov para los cortes de la Cuenca de Donetz del Cáucaso del Norte, del tramo del río Volga y por el autor para el Plioceno de la península de Apsherón, la *corrección batimétrica prácticamente es una magnitud insignificante (menos del 10% de la potencia) para grandes lapsos de tiempo geológico (era, período, época) y puede dejar de ser tenida en cuenta; para subdivisiones geocronológicas más menudas (edad y menos) se hace comparable con la potencia de los sedimentos y no puede ser prescindida.*

La precisión de determinación de la magnitud de la corrección batimétrica depende inmediatamente de la exactitud de determinación de la profundidad que tuvo la cuenca durante el acopio de los sedimentos que nos interesan. Desgraciadamente, la determinación de la profundidad de las cuencas antiguas por ahora, en la mayoría de los casos, es un asunto dificultoso que da mucho lugar para interpretaciones contradictorias e incluso arbitrarias.

Para juzgar sobre la *profundidad de depósito de los sedimentos* se emplean tres grupos de indicadores: 1) carácter petrográfico general de la roca sedimentaria, su estructura y textura; 2) nuevas formaciones minerales específicas; 3) residuos orgánicos (flora y fauna). Examinemos en breve el valor de cada una de estas categorías de indicios.

La presencia de las arenas y aleuritas en forma de estratos de extensión persistente, que cerca de la orilla antigua se hacen formaciones más groseras, indica que la sedimentación se opera dentro del marco del shelf, en la esfera de actividad de las olas. No obstante, los cuerpos de arena en forma de lente en disposición bandeada entre los sedimentos pelíticos se pueden registrar asimismo en profundidades mucho mayores como resultado de la actividad de las corrientes y de los torrentes turbios.

Los guijarrales, gravas, conchas son, como regla general, sedimentos de pocas profundidades, que no superan las primeras decenas de metros. Tales profundidades son el límite del desarrollo de las calizas conchíferas. En cuanto a las arcillas y los esquistos arcillosos (en particular, graptolíticos), margas, calizas pelitamorfas (quimiógenas y foraminíferas), rocas silícicas (radiolaritas, diatomitas, jaspes), éstas pueden sedimentarse a muy diferentes profundidades, incluyendo entre los límites de los depósitos de agua semicerrados del shelf: bahías, golfos, con oleaje de actividad muy debilitada. De argumento a favor de que las sedimentaciones de las rocas como los esquistos graptolíticos y radiolaritas sean de las aguas someras, no puede servir la interestratificación de ellas en conjunto con las rocas arenáceas, incluso con las gravelitas, por cuanto estos sedimentos de fragmentación gruesa pudieran ser trasladados por los torrentes turbios.

Los sedimentos arcillosos y silísicos alcanzan en su propagación los tramos más profundos de las cuencas oceánicas, mientras que el desarrollo de los cienos carboníferos es limitado por la profundidad de 4,5—5,0 km a consecuencia del aumento de la solubilidad de $CaCO_3$ en las aguas frías que se hallan a grandes profundidades bajo una presión considerable.

Los caracteres de textura del sedimento tienen un valor esencial. La presencia de las grietas de desecación, de los vestigios de las gotas de lluvia, de las raíces de plantas manglares denota una profundidad en extremo escasa del depósito de agua, su desecación periódica. Una laminación diagonal de cierto tipo,

las señales de embate de las olas, las huellas de la actividad de moluscos taladradores, son testimonio de una coyuntura litoral y de aguas someras en la que se depositaron los sedimentos. Al mismo tiempo, debemos tener en cuenta que la laminación diagonal, por cierto de otro tipo, es propia también de los sedimentos aleuro-arenosos, depositados por las corrientes.

Las señales de rizaduras de oleaje se pueden registrar hasta la profundidad de 3000 m, pero las investigaciones hechas por I. A. Odesky mostraron que existe una dependencia determinada de la anchura de las señales de rizadura simétricas con respecto a la profundidad de la cuenca (con una composición granulométrica dada). Esto deja al descubierto el camino para utilizar las señales de rizaduras como indicador de la profundidad a que se depositaron los sedimentos.

Indicaciones indirectas esenciales pueden ser obtenidas al estudiar las inserciones «exóticas», llamadas *olistolitas*, formadas al desmoronar los acantilados y que se encuentran con frecuencia a grandes distancias de las costas. En los depósitos del oligoceno de la región de Sochi se encuentran los bloques de rocas del Jurá superior, de la Creta y del eoceno, procedentes de la elevación Ajtsu-Dzijra y del macizo de Gagry, es decir, desplazadas a lo largo del fondo a una distancia de hasta 30 km. Estimando que el declive mínimo del fondo que admite un traslado similar es del orden de 1—1,5°, podemos determinar que las profundidades que tuvo la cuenca en la región de Sochi en la edad del Oligoceno debían de superar los 500 m (B. M. Keller y V. V. Menner) [1]. Cálculos análogos fueron hechos para otros terrenos y otros períodos de desarrollo de las cuencas geosinclinales del Cáucaso.

Datos de suficiente exactitud relacionados con las profundidades de la cuenca son proporcionados por el estudio de las oolitas carbonatadas (profundidades de hasta 20 m); de las oolitas ferruginosas, de bauxita y manganíferas (0—100 m), de las fosforitas (50—80 m), de la glauconita (100—1000 m) [2]. De indicio de la profundidad de la cuenca pueden servir también las dolomitas secundarias. Según la conclusión hecha por G. I. Teodorovich, la dolomitización transcurre a profundidades menores que 100—125 m, corrientemente no alcanzan los 50 m y con frecuencia incluso menos de 25 m.

Los criterios de importancia de la profundidad de sedimentación se nos comunican por los residuos insertados de fauna y flora, sobre todo del fondo. Así, las algas (excepto las purpúreas, que alcanzan una profundidad de 150 m) y los corales en colonia son testigos seguros de pocas profundidades (de hasta 50 m), en tanto que los peces fosforescentes, al contrario, lo son de las grandes profundidades (mayores de 500 m). La información de mayor confianza se puede obtener, con empleo de este método, para los sedimentos de los últimos períodos geológicos (el neógeno, en parte el paleógeno) debido a que la fauna de éstos es próxima a la fauna contemporánea, cuyas condiciones de vida nos son bien conocidas. De ejemplos de las investigaciones en detalle de género semejante pueden servir las obras del geólogo norteamericano S. W. Lowman referentes a las sedimentaciones terciarias del litoral norte del Golfo de México, las de V. G. Morózova relacionadas a las sedimentaciones de montes daneses de la parte sur del territorio europeo de la Unión Soviética y las obras de V. Ya. Didkovski acerca del mioceno de Ucrania, en las que es utilizado el material sobre las profundidades habitadas por diferentes grupos de los foraminíferos del fondo. Otros ejemplos nos conceden las investigaciones hechas por R. F. Guekker y sus colaboradores en cuanto al golfo paleógeno de Ferganá, las obras de G. Scott referentes al mar cretáceo de Texas y las de M. K. Elías relacionadas con la cuenca pérmica de Kansas. Esta cuestión se examina con más detalle en los manuales de paleogeografía de L. B. Rujin y B. P. Zhizhchenko.

A pesar de todo es muy difícil juzgar sobre las profundidades donde vivieron los organismos de un pasado geológico más remoto, sobre todo los grupos de organismos extinguidos como los graptolites. Tampoco se puede asegurar que los grupos de organismos existentes actualmente no cambiaron sus condiciones

[1]) Según los cálculos de A. L. Yanshin y R. G. Garetski, esta cifra debe ser aumentada hasta 1000 m.

[2]) Las profundidades están dadas según N. M. Strájov.

de habitación durante el tiempo geológico. Así, muchos investigadores suponen que los crinoides, algunos braquiópodos y pelecípodos conquistaron poco a poco los tramos del fondo cada vez más profundos a medida que se ensancharon y se profundizaron las cuencas oceánicas. Por desgracia, semejante variabilidad de las condiciones barimétricas se puede suponer también para algunos minerales autógenos, por ejemplo, la glauconita y la dolomita. Las glauconitas fósiles pudieran ser menos profundas que las actuales, a la vez que las dolomitas primarias eran sedimentos marinos hasta el mismo Paleozoico medio, después se acumulaban en condiciones lagunares y partiendo de los fines del cenozoico, en las lacustres. Además, hay que tener en cuenta la posibilidad de traslado de los residuos orgánicos por las olas y corrientes de marea a profundidades mucho menores y por los torrentes turbios, a mucho mayores, y la posibilidad de entierro de ellos en los sedimentos de aguas someras o profundas. Los torrentes turbios traen las conchuelas de los foraminíferos de aguas someras, los fragmentos de conchas de moluscos e incluso los restos de plantas terrestres a inmensas profundidades hasta el fondo de las fosas abisales. Debido a esto, así como a causa de las razones mencionadas más arriba, una determinación más o menos exacta de la profundidad de las cuencas, por el momento tropieza con dificultades notables. Como señaló con justeza N. M. Strájov, es notoriamente difícultoso evidenciar los sedimentos de aguas profundas, en tanto que para destacar los sedimentos de aguas someras existen varios criterios directos y seguros.

Mientras tanto la determinación de la profundidad de sedimentación es de extrema importancia para la aplicación correcta del método de análisis de las potencias. Todo lo dicho anteriormente acerca de la distribución de las potencias en concordancia con la dimensión del hundimiento tectónico se refiere a cuencas de poca profundidad, cuyo fondo se halla por completo o de modo periódico dentro del margen del oleaje. V. V. Beloúsov consideró que el límite de la actividad de las olas se encuentra a una profundidad del orden de los 200 m. El análisis de resultados más recientes condujo a A. L. Yanshin y R. G. Garetski a la deducción de que esta cifra es muy exagerada y debe ser disminuida hasta 50 m. Empero, la fluctuación periódica de los niveles de los mares y lagos lleva a cierto aumento de la extensión de la zona afectada por el oleaje. Además, el movimiento del agua a proximidades del fondo se registra incluso a profundidades abismales, lo que es atestiguado aquí, en particular, por las señales de rizadura, por la selección de los sedimentos según la dimensión de los granos en dependencia del relieve subácueo, por el llenado de las hondonadas con sedimentos de estratificación horizontal, así como por las observaciones instrumentales directas. A pesar de todo, es de suponer que con el paso a las profundidades que superan 50—150 m el ondeo deja de ser regulador universal de la distribución de los sedimentos. Al alcanzar el borde exterior del talud continental, es decir, de la falda continental, los sedimentos aquí como si se descargasen, sobreedificando poco a poco éste último hasta el nivel del shelf; sólo una parte insignificante del material terrígeno es arrojada a los tramos centrales de las cuencas oceánicas.

Un papel determinado y bastante notable en el traslado del material detrítico a profundidades relativamente grandes juegan las corrientes de marea, pero, como señalamos antes, son eficaces sólo

a lo largo de los litorales oceánicos, debilitándose en los mares marginales y extinguiéndose en los interiores.

Las investigaciones de los dos últimos decenios descubrieron un nuevo factor potente de traslado de los sedimentos a grandes profundidades casi ilimitadas. En calidad de semejante factor aparecen los *torrentes turbios*, ya mencionados más arriba. Dirigiéndose a lo largo de los cañones subácueos, que cortan el talud continental, arrastran el material detrítico de origen terrígeno hacia el lecho oceánico y lo desplazan a los tramos más profundos de éste último. Este proceso llega a tener una amplitud de tal valor que el fondo de muchas hondonadas profundas e incluso de las más de las fosas abismales, como la de Kuriles y Kamchatka y la de Puerto Rico, se caracteriza por un relieve casi plano por completo. En esto cierto papel desempeñan, de acuerdo con A. V. Ilyín, no sólo los torrentes turbios, sino que, según lo acabamos de señalar, también los movimientos del agua a profundidad del fondo, relacionados con las corrientes.

Merced a la acción de los torrentes turbios y las corrientes se efectúa una compensación, pero a pesar de todo sólo parcial, del hundimiento de las depresiones profundas a cuenta del acopio de los sedimentos. Muchos terrenos del fondo oceánico y marino son apantallados por colinas subácueas, que los protegen de los torrentes turbios que vienen desde el continente. Por lo tanto, en general, se puede admitir que en la medida del traslado hacia las profundidades cada vez mayores, la potencia de los sedimentos, que se originan simultáneamente con esto, decrece en oposición a lo que se observa en los mares del shelf y en los estanques mediterráneos menudos (fig. 35). La velocidad de acumulación de los sedimentos en las porciones más profundas de los océanos constituye no más que 1 mm en cien años, las conchuelas de los foraminíferos pelágicos se disuelven sin alcanzar el fondo. En muchas secciones del fondo de los océanos actuales la sedimentación no ocurre para nada.

De lo dicho se pone en claro que a los sedimentos de aguas profundas el método de análisis de las potencias es aplicable sólo con gran cautela. Sin embargo, surge la cuestión de ver en qué medida los sedimentos de este tipo están difundidos entre las sedimentaciones que componen los continentes actuales. No cabe duda que una parte notable, y posiblemente la mayor parte de estos sedimentos, se han formado en condiciones de aguas someras. Esto es justo ante todo en relación a los sedimentos de plataforma; la mayoría de los investigadores admite la máxima profundidad del depósito de la parte predominante de los sedimentos de la plataforma de Europa oriental y la de Norteamérica igual a 50 m. Mas en las plataformas se encuentran sedimentos, que hay razón para estimar de aguas mucho más profundas; a ellos volveremos a continuación. En lo que atañe a las cuencas geosinclinales, incluyendo las cuencas de antefosas, aquí los casos de *hundimiento incompensado* son bastante comunes, aunque entre las formaciones geosinclinales tienen amplio

desarrollo los sedimentos de las aguas someras. Uno de los ejemplos más estudiados y fidedignos del hundimiento no compensado es el

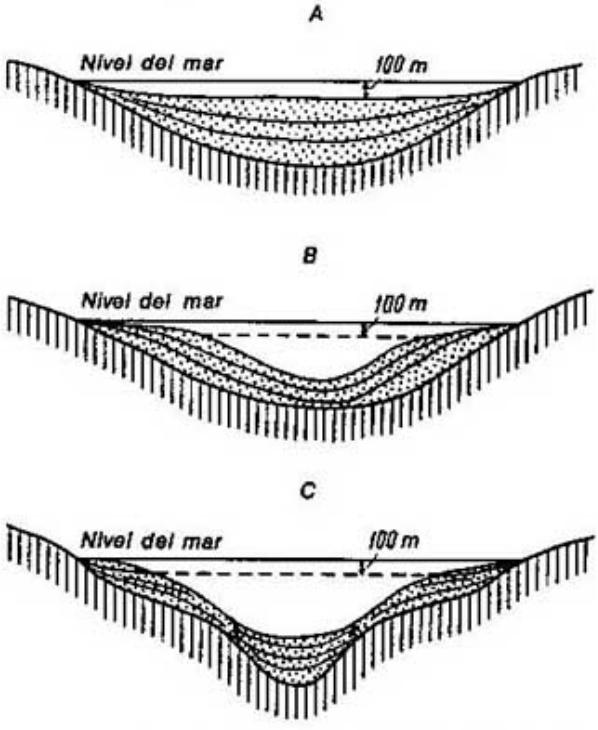


Fig. 35. Esquema de principio de la distribución de las potencias:
A — en los mares de shelf; B — en los mares de hondonada; C — en los trojos estrechos con flujos longitudinales (el flujo está dirigido perpendicularmente al dibujo)

de los depósitos pérmicos inferiores de las precordilleras bashkirias de los Urales (fig. 36).

Fig. 36. Corte facial de los depósitos de samarskita en el antepaís de Ishimbai de los Urales (según B. M. Keller)

Depósitos de samarskita: *1* — arrecifes calcáreos masivos de los horizontes tinguinski y tastubski; *2* — calizas calcáreas en masa del horizonte esteriitamático; *3* — dolomitas, margas, argilitas; en el este, con varves de calizas (horizontes tinguinski y tastubski); *4* — las mismas rocas referentes al horizonte esteriitamático. Depósitos artinskenses: *5* — arrecifes calcáreos; *6* — margas, argilitas; *7* — margas y argilitas con las interestratificaciones de areniscas

En la franja meridional que pasa por Ishimbai y coincide con el borde de plataforma de la antefosa preuralense a lo largo de la elevación que ya fue trazada en el Carbonífero reciente, durante las edades samerítica y artinskense

del Pérmico antiguo se desarrollaron grandes macizos de arrecifes, cuyo espesor llegaba a 1000 y más metros. Más al este, en la llamada cubeta de Smakaiev se sedimentaron las arcillas y calizas organógenas detríticas de espesor de hasta 200 m, que son, según V. E. Ruzhenzev: «resultado de la sedimentación de la última fracción, más fina, del material terrígeno que venía desde el país montañoso este (o sea, los Urales—V. Jain).

En las calizas los restos orgánicos están constituidos por fusulínidos y es mucho más raro encontrar briozoarios, crinoides y braquiópodos. En las calizas arcillosas y en las arcillas del piso artinskense la fauna se encuentra con extraordinaria rareza y está integrada por los restos de animales nectónicos (conchas de amonites, escamas de peces). Entre los organismos del fondo abundan sólo las esponjas (espículas) que forman los varves de «esponjolitas».

Este cuadro se puede interpretar del modo siguiente (A. A. Bogdánov y otros). Al expirar el carbonífero, cuando dentro de los límites de la franja de Ishimbai empezaron a surgir escollos y, por consiguiente, las profundidades eran del orden de las primeras decenas de metros, en la franja de Smakaiev las profundidades tampoco fueron grandes y es poco probable que superaran la primera centena de metros. A principios del Pérmico el hundimiento de la antefosa creció bruscamente. En la faja de Ishimbai éste fue compensado por completo por el crecimiento de escollos; a la vez que en la franja de Smakaiev se originó el «déficit» de acumulación, ya que el detritus procedente de los Urales llegaba aquí sólo en cantidades insignificantes al mismo tiempo que el material carbonífero, arrastrado de los tramos elevados de la plataforma, fue captado por los organismos creadores de los arrecifes. Como resultado, las profundidades del mar en la faja de Smakaiev crecían con constancia: a principios de la edad artinskense llegaron a ser de 500—700 m y al finalizar esta misma edad, época de sedimentación de las calizas arcillosas y las arcillas con interestratificación de esponjolitas, fueron de 1000—1200 m.

A principios de la edad Kungurka el ambiente cambió bruscamente. La zona de macizos de escollos de Ishimbai antes de esta edad sufrió una elevación que excedió el nivel del mar y después entre los límites de ésta se acumuló sólo un paquete de poca potencia de los sedimentos hidroquímicos de dicha edad. Y, por lo contrario, en el pliegue sinclinal de Smakaiev estos últimos integraron una capa potente que superó en potencia las calizas de arrecife sameríticos-artinskenses de la faja de Ishimbai. En resumen, al terminar el pérmico antiguo el techo del carbonífero apareció dentro del margen de la cubeta de Smakaiev a una profundidad mucho mayor que en la franja de escollos de Ishimbai.

El desarrollo y las condiciones que acabamos de describir son sumamente típicos para muchas cuencas de las antefosas y las inflexiones exteriores de las zonas geosinclinales y de algunas depresiones de plataforma bordeadas de escollos de barrera. Las filas de escollos surgían invariablemente a lo largo de la periferia de las cuencas cuya parte central, sometida al hundimiento no compensado, se llenaba con sedimentos de calizas, margas y arcillas de poca potencia, con frecuencia enriquecidos en medida notable con sustancia orgánica. El emplazamiento de los arrecifes de barrera se determinó con las flexuras o fallas que existían en la frontera entre el shelf y la parte de aguas profundas de la cuenca (fig. 37).

Además, en ciertos casos el mismo cuadro se pudo registrar también sobre el fondo de hundimiento suave de las alas de las depresiones (fig. 38), según lo demostrado por M. F. Mirchink y O. M. Mkrtchián en el ejemplo del Devónico superior y del Carbonífero inferior de la ensilladura de Bir, situada entre las bóvedas Tártara y Bashkiria de la placa Rusa.

Los ejemplos de las filas de escollos desarrollados en la periferia de las cuencas de aguas profundas son de excesiva numerosidad. Entre las cuencas

internas de plataforma se pueden mencionar la sineclisa de Michigan del silúrico reciente y del devónico remoto, la sineclisa de Willinston del carbonífero antiguo, la cuenca pérmica de Texas Occidental, situadas en la plataforma Norteamericana; la cuenca Anglo-parisiense del Jurásico y la cuenca Aquitánica del Cretáceo,

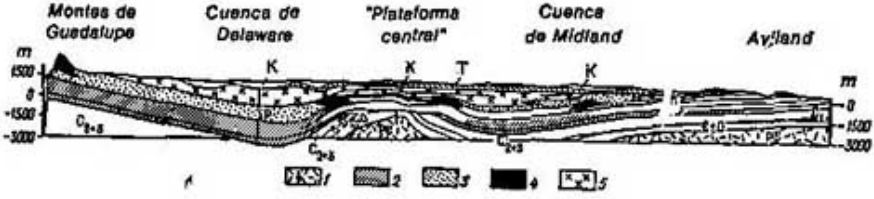


Fig. 37. Corte geológico a través de Texas Oeste; filas de escollos a lo largo del borde de las depresiones (según F. B. King)

1 — basamento; *2* — esquistos negros; *3* — areniscas; *4* — arrecifes; *5* — evaporitas (capa salífera)

situadas en las márgenes de la plataforma joven de Europa Occidental. Con la potencia máxima, que corresponde a las máximas diferencias en la escala de hundimientos, se distinguieron los arrecifes de barrera que se encontraban

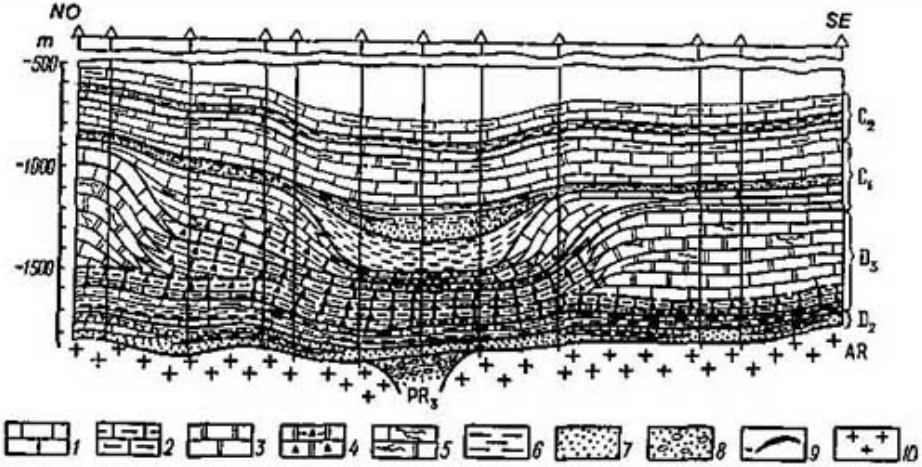


Fig. 38. Corte geológico esquemático del pandeo de Ust-Cheremshan por la línea Embocadura del Kama-Novobraikino (según M. F. Mirchink, R. O. Jachatrián, y otros)

1 — calizas; *2* — calizas arcillosas; *3* — dolomitas; *4* — esquistos y calizas arcilloso-silíceas bituminosas; *5* — dolomitas y calizas masivas, con preponderancia en escollos; *6* — arcillas; *7* — areniscas; *8* — gravelitas; *9* — carbones y esquistos carbonosos; *10* — granitos gnéisicos

en la frontera entre las plataformas y las inflexiones exteriores o antefosas de las regiones geosinclinales. Entre los primeros se encuentran los escollos silúricos y del devónico antiguo y medio, existentes en el canto exterior del pandeo de Zalaír de los Urales meridionales; los arrecifes devónicos (D_{1+2}) del extremo norte del geosinclinal de las Ardenas; los arrecifes devónicos, otra vez, del Canadá Oeste, que se hallan delante del geosinclinal de las Montañas Rocosas; los arrecifes cretáceos de la «Faja de Oro», se encuentra en el borde oriental del geosinclinal Mexicano; los escollos jurásicos y cretáceos de la Mesopotamia, etc. A los segundos (los arrecifes del margen de las antefosas) pertenecen los escollos

del Pérmico inferior, ya mencionados, así como también los del Carbonífero superior de los Preurales, los escollos del Oligoceno y Mioceno de la Mesopotamia, los «toltri» de Podolsk del Mioceno en los confines de la comba Pericarpática, etc.

Es de extraordinaria particularidad la orla por arrecifes barrera de los pandeos «de flysch» (es decir, pandeos geosinclinales en donde se acopian las masas de formación de flysch), singularizados, sobre todo en la etapa inicial de su existencia, por un hundimiento no

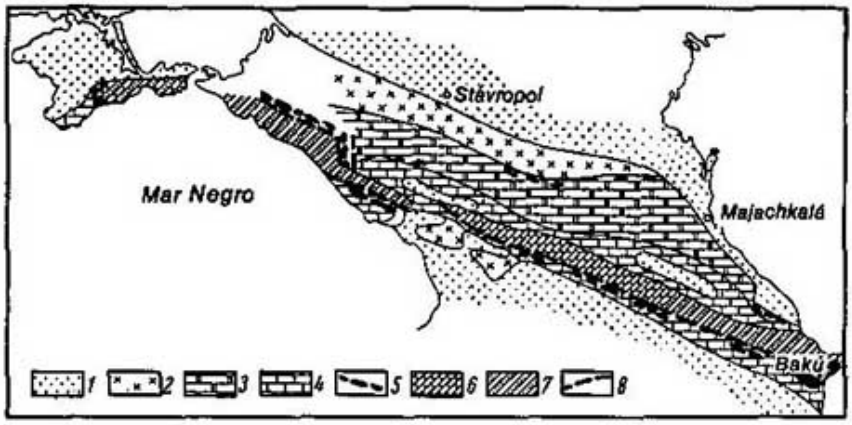


Fig. 39. Distribución de las facies del jurásico superior (oxfordense—titoniense) de la Crimea Montañosa y del Cáucaso Mayor

1 — tierra emergida; *2* — sedimentos lagunares abigarrados; *3* — sedimentos marinos neríticos y lagunares con preponderancia de dolomitas y el desarrollo de yesos; *4* — calizas neríticas; *5* — macizos de arrecifes; *6* — flysch carbonatado; *7* — flysch terrígeno; *8* — fallas profundas

compensado. Este último es consecuencia, lo mismo que en todos los demás casos, de la superación del ritmo de hundimiento del fondo sobre la velocidad de acumulación de los sedimentos. En este tiempo, en la parte axial de los pandeos de flysch se sedimentan los paquetes de poca potencia del flysch terrígeno, cuyos componentes pelíticos son ricos en sílice. En la ladera de los pandeos al pie de los escollos se forman conjuntos de brechas calcáreas, cuyos estratos se intercalan en el flysch de la parte axial de los pandeos. En lo sucesivo el flysch sigue acumulándose en las condiciones de aguas cada vez más someras, llenando poco a poco la cuenca, y al fin de cuentas el espesor del flysch se iguala o incluso supera la potencia de las calizas adyacentes, incluyendo las formaciones de escollos.

Como ejemplo típico de las correlaciones que describimos aparece la Jura superior del Cáucaso Mayor y de la Crimea Montañosa (fig. 39).

En ciertos casos en las regiones geosinclinales se observa no una sola, sino varias fajas paralelas de construcciones de arrecife separadas por las combas con sedimentación «escasa» entre éstas. Las bandas de escollos se desarrollan sobre los alzamientos en bloques del fundamento, las franjas intermediarias corresponden a los graben-sinclinales de éste último. Los sedimentos de las combas son constituidos por arcillas, margas, calizas finamente estratificadas, cuyo mesozoico comúnmente contiene fauna de ammonites piritizados. Como ilustra-

ción de semejantes ocasiones puede servir la distribución de las facies y potencias en el Trías superior de los Alpes Orientales y otros geosinclinales alpinos de la zona mediterránea, en particular, los Montes Himalaya e Indonesia (isla Timor). En la Cordillera del Himalaya la potencia de las calizas calcáreas (T_3) llega a ser de 1000 m, entre ellos el piso Carniense ocupa 350 m, mientras que la facies batial, a trechos, no más que 1 m, además, en tal caso son reveládos los ammonites del piso carniense y de las zonas inferiores del piso noriense. Un cuadro análogo se registró en la época del cretácico antiguo en Argelia, en la región de Constantina, donde la potencia de las obras de escollos alcanza los 100—1200 m, a la vez que la de los sedimentos de marga y arcilla formados a la profundidad de 300—350 m, es dos veces menor, o sea, 500—600 m.

No siempre, ni mucho menos, el hundimiento no compensado va acompañado del desarrollo de filas de escollos. En aquellos casos cuando la afluencia del detritus era suficiente, en los bordes de las cuencas se acumulaban las masas de arena y arcilla de notable potencia en tanto que en sus partes centrales se depositaron litofacies arcillosas menos potentes, corrientemente con concreciones de sideritas y con el contenido aumentado de los betunes.

Estas facies a veces se denominan «euxínico» por analogía a los cienos afectados de hidrógeno sulfurado de la fosa central del Mar Negro (Ponto Euxino de los griegos antiguos). Un análogo fósil de éste último es la cuenca de Maikop del Oligoceno y Mioceno reciente en la parte europea sur de la URSS. A lo largo de los bordes de esta cuenca, así como a lo largo de las islas, se acumulaban capas sedimentarias de arenas y arcillas potentes (de hasta 3000—3500 m), a veces intercaladas de conglomerados. En oposición a esto, las masas arcillosas monótonas, con concreciones de sideritas, de los tramos centrales de la cuenca tienen una potencia mucho menor (medianamente, de hasta 500 m).

Un ejemplo, no menos evidente, de género parecido nos lo da la cuenca de Akchaguil de fines del plioceno. Los espesores más potentes, de hasta 1000 m y más, de los sedimentos se registran a lo largo de su periferia, donde éstos quedan exhibidos por formaciones de aguas someras y litorales: guijarrales, arenas, conchas, arcillas arenosas. Al mismo tiempo en la parte central de la cuenca la potencia del Akchaguil decrece hasta varias decenas de metros; los sedimentos de esta zona son expresados por arcillas no carbonosas con fauna rara de pelecípodos de paredes delgadas. Una distribución similar de las profundidades y las potencias se registró además en varias ocasiones: en el piso aalense del Cáucaso Este, en el ordovícico y el silúrico de Taimir y de la cordillera de Cherski del distrito de Verjoiansk—Kolimá, en el ordovícico superior de las mesetas australes de Escocia, etc.

Todos los ejemplos aducidos se refieren a regiones geosinclinales. En las plataformas las profundidades del mar rara vez traspasaron la frontera inferior de la zona del shelf. Sin embargo, en cuanto a las plataformas tampoco podemos negar en absoluto los fenómenos de hundimiento no compensado y de formación de profundidades relativamente grandes, con frecuencia del orden de varias centenas de metros.

Sobre la plataforma Rusa, como sedimentos batiales se pueden referir los de creta blanca a la vez que en la zona de su franja postherciniana meridional, los sedimentos de margas de las capas foraminíferas del Eoceno. Originariamente A. D. Arjánguelski consideraba la creta blanca como análoga del fango de globigerinas de los océanos contemporáneos; después se aclaró que esta analogía no está lo bastante fundamentada; no obstante, actualmente para la creta se admite

la profundidad de 600—700 m (G. I. Bushinski). Las margas de las capas foraminíferas por lo visto son sedimentaciones de las mismas profundidades, además en las precordilleras este del Cáucaso la potencia de éstas resulta varias veces menor que en la zona de desarrollo de los sedimentos de arenas y arcillas del Eoceno en las precordilleras central y occidental del Cáucaso. Los sedimentos de la serie de Maikop, que recubren el eoceno, al contrario, alcanzan su mayor potencia al este del Cáucaso. Todo esto hace casi indudable que durante el eoceno el antepaís oriental del Cáucaso fue sometido a un hundimiento no compensado.

Un caso de extraordinaria curiosidad del hundimiento no compensado en la placa Rusa está relacionado con la historia del sistema de depresiones tardidevónico-carbonífero antiguo del Kamá—Kinel de la región del Volga—Ural. Durante el devónico tardío aquí se acumulaban los fangos carbonoso-arcilloso-bituminosos de poca potencia del llamado domanik [1]); su espesor forma 80—150 m frente a los 450—500 m de las calizas organógenas, sedimentadas por ambos lados del sistema de cuencas del Kamá—Kinel. El hundimiento no compensado prosiguió en las cuencas también durante la edad turonense del carbonífero remoto y sólo en el viseano éstas se llenaron de sedimentos terrígenos del horizonte bobrowkítico.

En la plataforma Norteamericana son de origen de aguas profundas, por supuesto, los esquistos bituminosos negros del Carbonífero, una especie de los esquistos chattanooga y cheroquee. Dentro del margen de la placa de Siberia Oeste en las condiciones del hundimiento no compensado se acumulaba la serie de bituminosos del Jura superior.

De los ejemplos analizados se deduce la conclusión de que la *zona de las máximas potencias de los sedimentos no siempre, ni mucho menos, coincide con la zona de las máximas profundidades*, es decir, con el eje batimétrico de la cuenca. Suponiendo que en la zona de máximas profundidades el hundimiento tectónico fue, en todo caso, no menor que en la zona de máximas potencias sedimentarias, obtenemos cierto criterio para apreciar la profundidad de la cuenca en su parte central. Sea que la potencia de los sedimentos litorales es de 1200 m y de los depósitos de aguas profundas, sólo de 200 m. De aquí se desprende que al finalizar la acumulación del complejo dado de sedimentos las profundidades de la parte central de la cuenca debieran alcanzar 1000 m. En otras palabras, *la profundidad final de la cuenca no puede ser menor que la diferencia entre las potencias máximas de los sedimentos de aguas someras y profundas*. Sin embargo, no siempre, ni mucho menos, es admisible la coincidencia de los ejes batimétrico y tectónico de la cuenca; en ciertos casos el hundimiento tectónico de la parte central de la cuenca pudo ser menor que en una parte más próxima a la costa; esto es más cierto para las cuencas asimétricas, por ejemplo, para el Golfo de México (fig. 40). Entre tanto el déficit del material detrítico y las profundidades relativamente grandes dan lugar a la acumulación, en el centro de la cuenca, de los sedimentos de granos más finos y (o) con menor cantidad de las partículas detríticas.

De esta manera, *conviene constantemente tener en cuenta la posibilidad de no coincidencia de la zona de las máximas potencias sedimentarias*

[1]) El hecho de sedimentación del domanik en las condiciones del hundimiento no compensado fue señalado por primera vez por S. V. Tijomírov, después por M. M. Grachevski.

con los ejes tectónico y batimétrico del pandeo, los cuales también pueden no coincidir uno con otro (fig. 41).

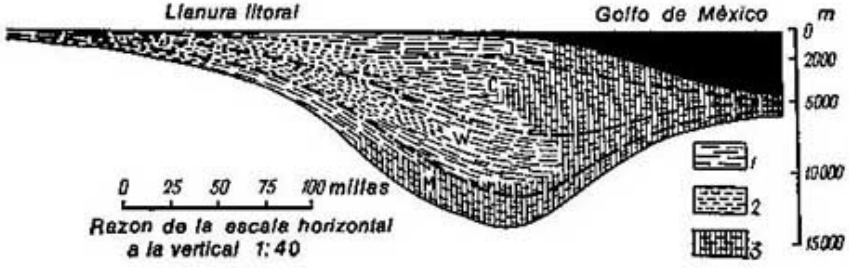


Fig. 40. Esquema de distribución de las potencias del paleoceno y eoceno en el «paraliageosinclinal» del Golfo de México (según J. M. Kay)
1 — sedimentos marinos terrígenos; *2* — sedimentos continentales; *3* — arcillitas, partiendo de las neríticas hasta las batiales

A pesar de una muy amplia propagación de los fenómenos de hundimiento no compensado en las regiones geosinclinales, el análisis paleotectónico muestra que semejante estado rara vez perduró durante un largo tiempo. Como regla general, el pandeo no cargado de sedimentos pronto se llenaba de sedimentaciones más jóvenes.

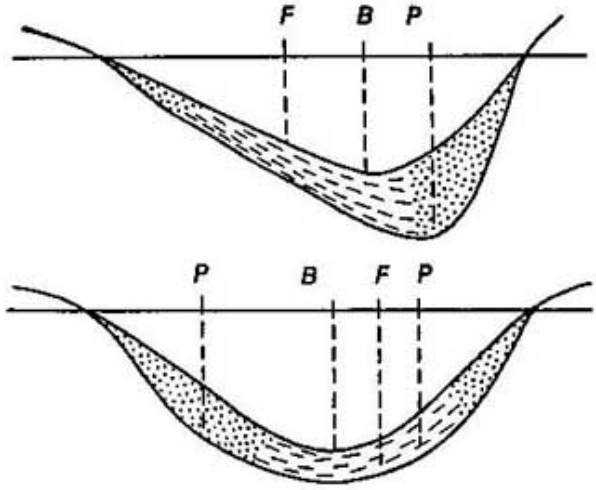


Fig. 41. No coincidencia de los ejes facial (F), batimétrico (B) y tectónico (T) de la cuenca con la línea de las potencias máximas (P) en esquema de principio. Por arriba, una cuenca asimétrica

En las cuencas rodeadas de escollos de barrera el papel de semejante "material de relleno" comúnmente es cumplido por una formación salífera (evaporitiva). Esto se comprende, puesto que el surgimiento de las depresiones bordeadas por una fila de escollos

da lugar a cierto aislamiento de la cuenca, el que conduce a la concentración de las sales. Ya hemos mencionado el pandeo de Smakáiev del antepaís de los Urales, llenado de un potente kungur salífero; indiquemos además la cuenca pérmica de Texas y New México, la cuenca de Michigan en el Silúrico, la cuenca de las Llanuras Grandes en el devónico, la cuenca de Mesopotamia en el mioceno (serie de Fars). Dicho sea de paso, de aquí se deduce que el depósito de las formaciones salíferas con frecuencia se inauguraba no en condiciones de aguas someras, según creyeron todos hace poco, sino en las de aguas profundas. Esta deducción, hecha por primera vez en la URSS por M. P. Fiveg y A. L. Yanshin, ahora es sostenida por varios investigadores norteamericanos.

Por lo demás, en ciertos casos en condiciones de una compensación insuficiente del hundimiento por la acumulación y en un clima ostensiblemente árido se pueden engendrar las cuencas sin desagüe con el fondo yacente a muchas centenas de metros bajo el nivel del océano. Es verosímil que así eran la depresión del Mar Mediterráneo a los fines de mioceno, el Mesina, la del Mar Caspio al expirar el plioceno antiguo y es posible que (según los resultados de V. I. Kopnin) la antefosa de los Urales a los comienzos de la edad kungur. Acerca de la postura hipsométrica de las depresiones similares se puede juzgar según las incisiones erosivas fósiles de los valles que desembocan en estas depresiones. En tales cuencas el depósito de sales (o de otros sedimentos) se pudo empezar a profundidades relativamente pequeñas, pero absolutamente grandes (con respecto al nivel del océano).

En otros casos de «material de relleno» de los pandeos no compensados servía el flysch terrígeno (combas de Jura superior y Creta inferior del Cáucaso Mayor) o potentes masas arcilloso-arenosas o arenosas conglomeradas de molasas (el piso Apscheronense de la cuenca del Caspio después del Akchaguil, las sedimentaciones tortonenses del antepaís del Cáucaso y de Transcaucasia después de la época de Maikop, etc.).

Debido a la compensación posterior, la potencia sumaria del intervalo del corte, más grande que el tiempo de hundimiento no compensado, en última instancia resulta adecuada al tamaño del pandeo tectónico que se operó durante ese lapso de tiempo. De esta forma, cuando los mapas de las potencias se confeccionan para los sedimentos de épocas geológicas enteras, no hay razón para recelar la discordancia de la potencia de los sedimentos y del hundimiento tectónico[1]). Es otra cosa cuando semejantes mapas se levantan para ciertos siglos o, con mayor razón, para intervalos de tiempo geológico más menudos. En estos casos, se debe cada vez tener en cuenta la posibilidad de existencia de las zonas de hundimiento no compensado. Como fue aclarado con anterioridad, son de mayor desviación con respecto a la compensación los sedimentos y biohermos prefíticos que se sustituyen bruscamente por las formaciones de grano fino, o sea, pelíticas.

A veces, según enseñan A. L. Yanshin y R. G. Garetski, el hundimiento no compensado puede durar un tiempo más largo que una

[1]) Esto es confirmado por la experiencia de confección del «Atlas de los mapas litólogo-paleogeográficos de la plataforma Rusa y de su borde sinclinal» y, después, del «Atlas de los mapas litólogo-paleogeográficos de la URSS».

época geológica. Así, el pandeo de Zilaír de los Urales del Sur, permanecía poco lleno de sedimentos durante el Silúrico, el devónico antiguo y medio, es decir, cerca de 60 millones de años. La compensación llegó en el Devónico tardío y el Carbonífero remoto, sedimentando la serie Zilaír (formación aspídica, véase el § 3 del presente capítulo). La comba de Pinda, en el sur de la península Balcánica, en el sistema de los Dinaridos se desarrolló como no compensado durante el Trías reciente, el jurásico y el cretáceo antiguo, es decir, casi 100 millones de años, pero luego se llenó de masas de flysch de Cretáceo superior y del paleógeno inferior (fig. 42).

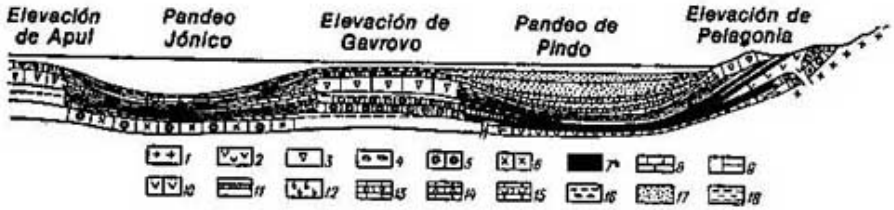


Fig. 42. Sección facial a través del geosinclinal Helénido (según J. Aubonin)
1— basamento cristalino; *2* — rocas de piedra verde; facies neríticas; *3* — calizas con rudistas; *4* — calizas con foraminíferos; *5* — calizas neríticas; *6* — dolomitas; facies pelágicas; *7* — radiolaritas; *8* — calizas pelágicas; *9* — calizas con sílices; *10* — calizas y jaspes con galobios; *11* — esquistos arcillosos con posidonomyos; *12* — calizas rosadas con amonitas; facies de brecha; (*13*—*18* — flysch); *13* — calizas brechiformes, homogéneas o gravelíticas; *14* — heterogéneas; *15* — calizas bioclásicas; facies terrígenas; *16* — conglomerados; *17* — areniscas; *18* — margas

Por lo visto, podemos considerar como regla que *el engendramiento de nuevas combas a principios de un ciclo tectónico o de sus estadios aislados se indica por el atraso del ritmo de acumulación de los sedimentos con respecto al ritmo de hundimiento del fondo de estas combas de nueva formación; pero en lo sucesivo las velocidades de inflexión y de acumulación de los sedimentos se igualan y, por fin, en la época del cierre del pandeo el depósito de los sedimentos adelanta el hundimiento de su fondo.* Sólo muy rara vez se puede observar el arrastre del pandeo al alzamiento general sin ser llenado previamente con sedimentos, lo que fue registrado por A. L. Yanshin y G. G. Garetski.

Sin embargo, en el transcurso de un mismo estadio del ciclo e incluso de los lapsos de tiempo de duración corta relativa, como se puede ver en el ejemplo de muchos conjuntos construidos del modo cíclico (véase el § 5 de dicho capítulo), las correlacciones entre la flexión hacia abajo y la acumulación y, por consiguiente, las profundidades de la cuenca pueden cambiar reiteradamente, así que la distribución de las potencias puede pasar de un tipo, mostrado en la fig. 35 a otro.

Debemos tener en cuenta que los sedimentos de las zonas axiales de los pandeos no compensados y, por consiguiente, de aguas profundas, pueden poseer una potencia no menor, sino mayor, que en las partes marginales del pandeo y en las elevaciones vecinas (rela-

tivas) (A. L. Yanshin y R. G. Garetski). Así son las cosas, en particular, para las zonas de yacimiento de las masas de flysch o creta, por ejemplo, la creta de la plataforma Rusa del sur. Según notó Ch. B. Borukaiev, a la par con los tipos principales de distribución de las potencias (vean la fig. 35, A y B), es factible y verosímilmente es de amplia difusión en la naturaleza un tipo más (C de la fig. 35), cuando las potencias forman tres máximos: en los extremos del borde del pandeo de aguas profundas y en su parte axial. Semejante distribución de los espesores, según la opinión de Borukaiev, puede surgir como resultado de colmar la zona axial del pandeo con los sedimentos con auxilio de las corrientes longitudinales, lo que era muy común para los pandeos «de flysch». También es posible otra causa: el deslizamiento de los sedimentos y el escurrimiento de éstos con los torrentes turbios a lo largo de las escarpas del pandeo. Precisamente este último factor determina la disminución de la potencia de la capa sedimentaria, a veces eliminándola por completo en los declives de las fosas abisales contemporáneas; en la zona axial de similares fosas las potencias vuelven a crecer. No es fortuito que *los olistolites y los olistrostomos se hallen confinados en los fundamental a los pandeos de aguas profundas no compensadas.*

Por consiguiente, asimismo en las combas de aguas profundas de poco ancho se puede establecer el equilibrio entre el depósito de los sedimentos y el hundimiento del fondo, permaneciendo la misma profundidad. En otras palabras, la compensación del hundimiento a cuenta de la acumulación es posible aquí, pero el *nivel de la compensación* puede ser de posición batimétrica diferente sin coincidir cada vez con el perfil de equilibrio de las zonas del shelf. Lo que hemos dicho se refiere, en particular, a las zonas de acumulación de las formaciones como son la aspídica, el flysch, la creta (véase el § 3). Como ejemplo se puede aducir la fosa de Granada de la cuenca del Caribe, con un fondo plano, yacente a una profundidad del orden de los 3000 m.

Para restablecer las amplitudes verdaderas del hundimiento tectónico en las cuencas de hondonadas (del tipo B, en la fig. 35), en el caso de que sea imposible determinar las profundidades iniciales y finales de la cuenca en base a la naturaleza de los mismos sedimentos, conviene partir del postulado enunciado anteriormente de que la profundidad de una cuenca no puede ser menor que la diferencia de las potencias máximas de los sedimentos de aguas someras y profundas. Precisando esta fórmula, M. S. Burshtar, D. A. Nazárov, B. S. Chernobrov, Yu. N. Swennberger (1969) señalan que «la profundidad de la cuenca en la parte central de la fosa abisal se debe determinar como diferencia entre la potencia de la masa compensadora de la cuenca y la potencia de los sedimentos de la región del shelf». Un ejemplo de construcción del perfil paleotectónico, siendo considerada la corrección batimétrica determinada de este modo, se da en la fig. 43, *A*.

Un caso embarazoso presentan las flexiones estrechas, en parti-

cular, las de flysch con tres máximos de potencias: en los bordes y en la zona axial de la parte de aguas profundas de la flexión. Para restablecer la profundidad máxima del mar en semejantes flexiones, M. S. Burshtar y sus colaboradores proponen primeramente determinar la profundidad del talud subácueo en base a la diferencia de las

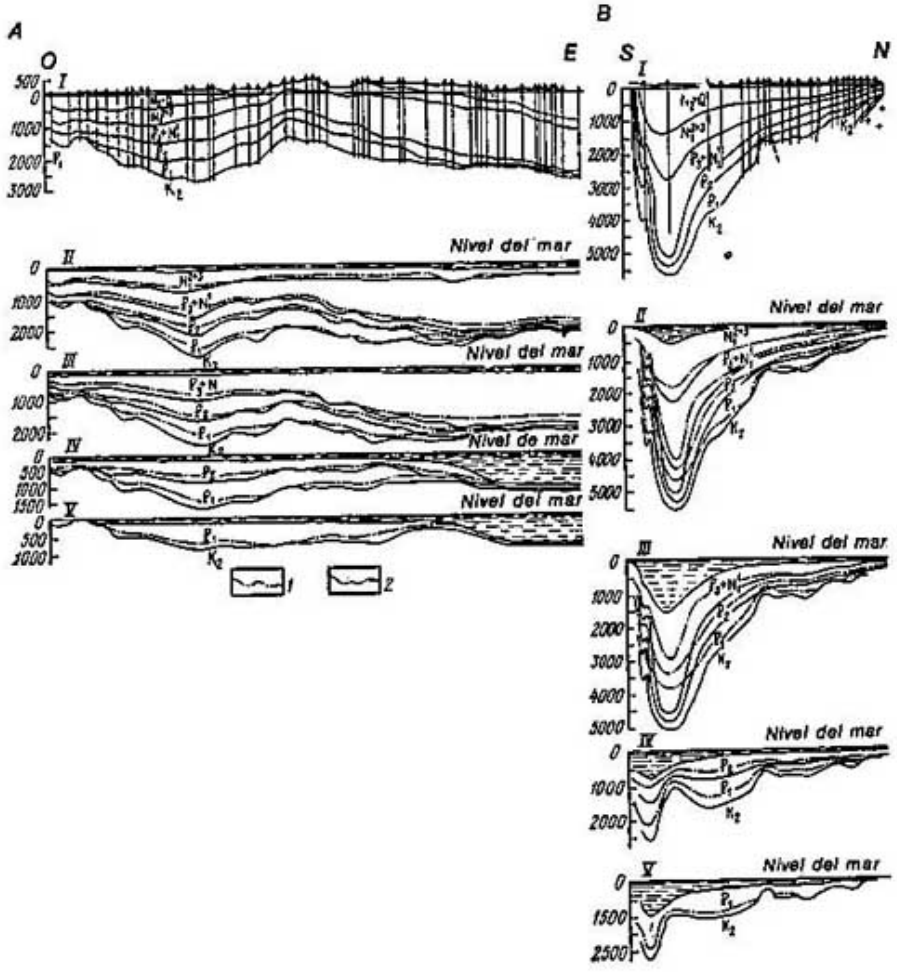


Fig. 43. Perfiles del antepaís central del Cáucaso (A) y su parte occidental (B) (según M. S. Burshtar y otros)

I — posición contemporánea; II — a principios del plioceno; III — a principios del mioceno medio; IV — a principios del oligoceno; V — a principios del eoceno; *1* — fronteras de los complejos estratigráficos con las potencias actuales de sedimentación; *2* — fronteras de las totalidades estratigráficas tenida en cuenta la compactación de las rocas

potencias de sedimentos del shelf y del talud y despues partir de que la profundidad de la parte axial del troj no pudo ser menor de la magnitud doble de la profundidad del talud, ya que en caso contrario no se pudo formar un tramo de perfil del troj. En la fig. 43, *B*

son reproducidos los paleoperfiles de la región Precaucásica Oeste construidos sobre la base de estos razonamientos; en ellos está introducida una corrección previa para la compactación de las arcillas (véase más abajo).

Acopio de los sedimentos sin encorvarse el fondo de la cuenca. Llenado de las depresiones erosivas y de las hondonadas entre montañas. Los paquetes de formaciones detríticas con frecuencia rellenan los ahondamientos de relieve antiguo; en este caso su espesor no depende del todo o depende sólo en parte del hundimiento tectónico. Cuando el mar inunda un terreno de relieve accidentado, hasta que se igualen los accidentes de relieve llenando las depresiones con sedimentos y cortando las salientes por abrasión y no se acabe la elaboración del perfil de equilibrio, la acumulación de sedimentos no se va a controlar por el hundimiento tectónico, sino que tendrá el carácter de llenado «pasivo» de los hundimientos «pasivos», que forman el *espacio inicial de un depósito sedimentario eventual*. Parcialmente, estas depresiones se llenan de aluvión todavía antes de la transgresión marina.

En los más de los casos el mar sobreviene despacio, así que la abrasión tiene tiempo para cortar los accidentes de relieve ya antes de que comience el acopio de los sedimentos. Sin embargo, esto sucede no siempre, y el relieve antiguo con frecuencia aparece enterrado bajo masas más jóvenes.

En la plava Rusa un relieve antiguo parecido es evidenciado al pie de la capa carbonífera del viseano inferior de la cuenca de los suburbios moscovitas, al pie del Jurásico en los alrededores de Moscú y en la región media del Volga, al pie del paleógeno en Ucrania y Bielorrusia, al pie de mioceno en la región parecarpática, en el piso del plioceno superior (Akchaguil) en las regiones media e inferior del Volga. La envergadura del relieve de este tipo alcanza varias decenas, a veces las primeras centenas, de metros, el ancho de las depresiones erosivas llega hasta 10—15 km, mientras que su longitud se extiende centenas de kilómetros. En la Crimea Montañosa está patentemente expresado el llenado de las depresiones erosivas elaboradas en las calizas de Jura superior antes de que fuese depositada de Creta inferior. En general, los accidentes del relieve se conservan mejor en las calizas y dolomitas, asimismo en las rocas cristalinas capaces de dar un declive aplomo estable.

No obstante, en aquellas rocas como margas y arcillas también a veces se observan cañadas profundas conservadas de origen erosivo. Semejantes cañadas fueron descubiertas por I. M. Gubkin en la región petrolífera de Maikop al pie de la serie homónima. Están elaboradas en las margas del eoceno y llenadas de arenas petrolíferas. En la península de Apsherón la formación de la parte superior de la capa productiva petrolífera de Plioceno medio era separado a trechos de la formación de la parte inferior por una pausa de depósito sedimentario, durante la que en las arcillas del techo de la «sección» inferior de la capa fue lavado un valle de más de 20 km de ancho y de 70—80 m de profundidad, el que atraviesa toda la península desde el norte hacia el sur. Este valle está lleno de arenas y graviscas de la llamada «sección media» de la masa productiva.

Ejemplos numerosos de relieve sepultado de origen erosivo fueron revelados en el proceso de la perforación de prospección de petróleo también en los límites de la plataforma jóven de Turán al sur de la URSS, además en los de la plataforma Norteamericana. En la plataforma Africana, en el Sahara, se estableció un relieve fracturado de origen erosivo glacial al pie del Ordovísico superior. Valles de gran profundidad resultan relacionados con las cuencas cerradas de las

zonas áridas. Así son, por ejemplo, los valles de Plioceno medio de Trasvolga y Turkmenia de profundidad de más de 500 m, los valles pretortonianos de la región pericarpática y balcánica de 1000 m (1) Es natural que esta profundidad no se pueda considerar como índice de las elevaciones en el período de incisión de la red fluvial ni como índice del hundimiento en el período de rellenado de las incisiones

En caso de que la nivelación del relieve por el acopio sedimentario se retarda para un largo tiempo, cuando las capas son de yacimiento horizontal a lo largo de los bordes de las depresiones, o más exacto, con una inclinación que supera notablemente el ángulo de la pendiente natural, y cuando la composición sedimentaria no corresponde al tamaño del relieve sepultado, entonces es de suponer que la existencia prolongada de un relieve desigual se mantenía por los movimientos tectónicos patentizados en un descenso mayor de las depresiones en comparación con los alzamientos que las separan. En similares ocasiones se debe tratar de un relieve sepultado de origen ya no puramente erosivo, sino *erosivo-tectónico*. Es de importancia saber distinguir estos dos tipos de relieve fósil, ya que en el primer caso las potencias excesivas de los sedimentos que llenan las depresiones no se deben interpretar como indicadores de un encorvamiento intensivo local mientras que en el segundo caso se deben tener en cuenta parcialmente.

¿De qué modo podemos distinguir un relieve puramente erosivo de un relieve erosivo de origen tectónico? Siendo el relieve sepultado de origen puramente erosivo: a) los fenómenos de derrubio antiguo se observan en un nivel estratigráfico o en unos pocos ubicados lejos unos de otros, b) el exceso de la potencia sedimentaria de los ahondamientos del relieve sepultado en comparación con la potencia de las salientes corresponde exactamente a la potencia derrubiada de los depósitos subyacentes, c) el piso del conjunto, sometido al derrubio, se halla en posición paralela al techo del conjunto que llena los ahondamientos, d) la potencia de los sedimentos yacentes entre estos dos niveles estratigráficos permanece constante o es susceptible sólo a los cambios regionales suaves, e) los sedimentos que descansan a lo largo de los bordes de las depresiones se hacen poco a poco cada vez más delgados en la dirección ascendente de la sección. Por otra parte, siendo rápida la ingresión del mar hacia las partes inferiores de los valles de origen erosivo, los sedimentos de abajo pueden resultar de aguas profundas y más finos, mientras que de arriba, endurecerse poco a poco.

Los indicios de un relieve sepultado de origen erovsivo-tectónico son los siguientes: a) el relieve fracturado se manifiesta en un intervalo estratigráfico notable o se repite con contornos parecidos en varios niveles estratigráficos, b) la potencia de los sedimentos que llenan los ahondamientos supera la potencia derrubiada de las capas subyacentes, c) el techo del conjunto que llena los ahondamientos yace con pendiente más suave que el muro del conjunto sometido al derrubio, d) la potencia de los sedimentos yacentes entre estos dos

niveles estratigráficos crece según una ley regular en el lugar de las depresiones del relieve antiguo y disminuye en el sitio de sus salientes, e) los sedimentos que descansan por los bordes de las depresiones quedan de basteza notable en la parte superior del llenado sedimentario de estas depresiones (fig. 44).

Al efectuar el análisis de las potencias, siendo el relieve sepultado de origen puramente erosivo, para excluir el llenado pasivo de sus depresiones, se debe considerar la potencia sumaria del intervalo

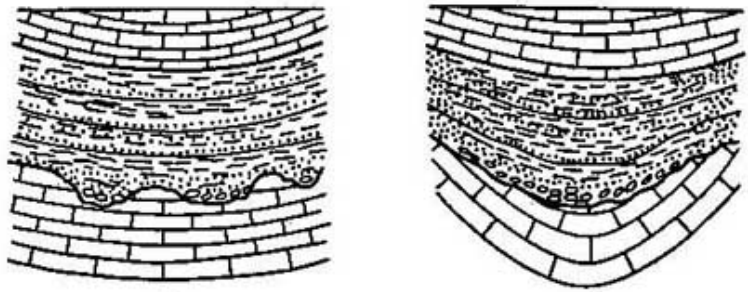


Fig. 44. Carácter de llenamientopor sedimentos de las depresiones puramente erosivas / erosivas tectónicas

entre el muro del conjunto derrubiadcy el techo del conjunto que llenó los accidentes del paleorrelieve. En el caso de un relieve de origen erosivo-tectónico se puede calcular y eliminar la componente puramente erosiva sustrayendo de la amplitud de oscilaciones de cotas de altura del paleorrelieve la amplitud de flexiones de techo de los depósitos que arrasan este relieve.

Empero es necesario hacer una reserva. Las correlaciones que se registran con el relieve propiamente erosivo a veces se complican por la compactación irregular de los sedimentos, sobre todo aleurítico-arcillosos que llenan las desigualdades de este relieve. La compactación resulta menor por encima de las salientes del relieve paleógeno, donde la potencia de los sedimentos de recubrimiento es menor, y crece sobre las depresiones a causa del aumento de la potencia. Como consecuencia el techo de estos depósitos, incluso sin participación alguna de los desplazamientos tectónicos diferenciales, muestra una ondulación solevantando sobre las salientes y descendiendo por encima de las depresiones del paleorrelieve. Si tras algún tiempo de nuevo tiene lugar una regresión del mar y el desagüe de la región, los valles irán en direcciones antiguas, puesto que aquí se conservarán, aunque en forma aplanada, las depresiones del relieve. Semejante renovación de los valles antiguos, además cuádruple, fue establecida en la cuenca de Kizel en los Urales en la subedad viseana temprana y en el reservorio de petróleo de West-Edmond en Oklahoma (EE.UU.), asimismo en el carbonífero. A pesar de todo, es de señalar que un cuadro similar se puede poner de manifiesto en un grado aun mayor con desplazamientos tectónicos diferenciales.

La combinación de las depresiones tectónicas y erosivas, observada con frecuencia, y el renacimiento reiterado de los valles fluviales de una misma dirección son sumamente naturales, por cuanto

los valles fluviales se asientan con preponderancia a lo largo de los ejes de las inflexiones sinclinales o fallas tectónicas (veáse más arriba, el cap. IV). Desde este punto de vista se hace comprensible por qué, por ejemplo, en el devónico tardío y a comienzos del carbonífero el sistema de inflexiones del Kama — Kinel era una zona de hundimiento no compensado a lo largo de la cual en el Viseano temprano, período de secamiento general de una parte notable de la Placa Rusa, a consecuencia ante todo del descenso eustático del nivel marino pudieron sentarse grandes valles fluviales que en lo sucesivo, a medida del nuevo ascenso del nivel del mar, se llenaron de sedimentos carboníferos aluviales-lacustres del horizonte bobrowkítico. De un modo semejante debemos explicar el confinamiento de los valles del plioceno medio y Akchaguil temprano a la comba de Novousen en la llanura norte precaspiana. Por consiguiente, la alta potencia del Akchaguil de la flexión de Novousen se halla relacionada no sólo con el llenado de la cañada de erosión, sino que al fin de cuentas, también con la inflexión tectónica de esta zona, manifestada con mucha anterioridad.

Hasta aquí tratamos de las depresiones de relieve de existencia relativamente corta y pequeñas en escala, las cuales se pueden llenar de sedimentos marinos sin encorvar el fondo o encorvándolo. Mas existen entre montañas grandes depresiones, hondonadas del tipo de la de Ferganá o la de Issyk-Kul en los Tian-Shan, que se encuentran en el interior de los continentes y comprenden masas notables de sedimentos continentales. ¿Podemos considerar que semejantes depresiones se llenaron de sedimentos sin la participación de los movimientos tectónicos, sin encorvar su fondo? A esta suposición contradicen varias circunstancias: 1) el acopio de sedimentos puede proseguir sólo hasta el nivel de las cotas relativas más bajas en el anillo de los montes que circundan la depresión; 2) la misma existencia de estas montañas y su función como fuente del material detrítico para llenar la depresión son posibles sólo a condición de una manifestación continua de los movimientos ascendientes; 3) la potencia de los sedimentos de semejantes depresiones, por ejemplo, la de Ferganá, determinada inmediatamente por sondeo o por métodos sísmicos, resulta notoriamente más grande que la superación relativa mínima de sus bordes sobre su fondo; 4) el cambio de la composición de los sedimentos en dirección de la sección con frecuencia pone de manifiesto una reiteración cíclica de paquetes de grano fino y grueso, lo que muestra las correlaciones de variación periódica existentes entre la velocidad de alzamiento de la orla montañosa y la de descenso del fondo de las depresiones y no un proceso de directividad unilateral del llenado de sedimentos con un ascenso progresivo del fondo y con un descenso de la diferencia entre las cotas del fondo y de los bordes; 5) a lo largo de los bordes de la depresión a veces se observan las huellas de los desplazamientos tectónicos por las fallas, alzando la franja montañosa con respecto a su parte central; 6) el piso de las capas continentales frecuentemente queda yacente mucho más abajo

del nivel del mar, por jemplo, en el centro de la depresión de Ferganá el techo del paleógeno marino se encuentra a profundidades de 1200—1500 m. Por fin, algunas depresiones intracontinentales, que se encuentran en condiciones de un clima bruscamente árido y que, por lo tanto, no se llenan con productos del traslado de las corrientes acuáticas permanentes y provisionales, son flexiones no compensadas: la depresión de Turfan en Sinkiang (China) con la cota del fondo de 154 m, las depresiones sin desagüe en la comba de Manguishlak del Sur de la llanura transcaspiana con las cotas de 132 m y otras.

De esta forma, el llenado de las depresiones de gran tamaño con masas sedimentarias potentes no se realiza sin la participación de los movimientos tectónicos diferenciales. Esto sólo es posible para las hondonadas efímeras y los sedimentos de poca potencia. Sin embargo, podemos suponer que una parte de la potencia sedimentaria de las grandes depresiones se ha formado no a expensas del hundimiento tectónico, sino que habiéndose llenado de un modo pasivo, así como también merced al factor isostático. Procedemos a estimar el valor posible de este último no sólo en dicho caso, sino en el caso de las cuencas marinas.

Papel del factor isostático en la formación de las sedimentaciones potentes. Aquí se trata del hundimiento de cualquier sección de la corteza terrestre bajo el peso de los sedimentos que se acumulan y de los productos de efusión volcánica: lavas, tobas, etc. Este hundimiento isostático se efectúa, por supuesto, a cuenta del reflujo de la sustancia subcortical, formándose las elevaciones de compensación, o debido a la salida del material subcortical por las grietas en forma de erupciones volcánicas.

Las redistribuciones locales de las masas dentro del margen de la envoltura sedimentaria causadas por la carga irregular son bien conocidas: con éstas es relacionada la formación de los pliegues diapíricos, los pliegues de resalto de los valles fluviales, las «abolladuras sinclinales» en las regiones del volcanismo de lodo (véase el cap. XI). Es de interés especial la inflexión de las arcillas, relacionada con la compactación de las mismas, al pie de grandes arrecifes. Como consecuencia el cuerpo de arrecife, engendrado inicialmente en un tramo alzado del fondo de la cuenca, adquiere una forma de lente con la superficie superior convexa y la inferior cóncava. Algo análogo se registra también bajo las construcciones volcánicas de los arcos insulares; la forma estructural adecuada fue nombrada biclinal por Yu. N. Erlij.

El efecto del factor isostático se observa en escala más grande en el caso de formación de los escudos glaciares o volcánicos. Actualmente, siendo establecido por vía sísmica el espesor de las capas glaciares de Groenlandia y Antártida y luego de determinado el valor de la fuerza de gravedad en la última región, se puede considerar comprobado que estas dos zonas de glaciación continental se hallan en equilibrio isostático y, por consiguiente, la acumulación de las inmensas masas de hielo, que alcanzan una potencia de 3—5 km, en el período cuaternario fue acompañada del hundimiento correspondiente de la superficie de los escudos de Groenlandia y de la Antártida Oriental, sometidos para aquel entonces a un alzamiento tectónico duradero. Al contrario, la desaparición del manto glaciar en la península Escandinava fue la causa de un alzamiento rápido de esta región con una velocidad muy superior a la velocidad normal para las plataformas (U. Farrand, Yu. A. Mescheriakov).

Hay datos referentes al hundimiento del basamiento bajo la acción de la carga para el archipiélago de Hawaí, que es un gigantesco amontonamiento de lavas basálticas por encima de una superficie adyacente relativamente llana del fondo oceánico, así como también para grandes escudos volcánico intracontinentales, una especie de la penillanura de Colombia y de Cordillera de las Cascadas de Norteamérica con la potencia de las lavas del mioceno de más de 4 km. Semejante amontanamiento de lavas debiera traer aparejado la formación de un relieve alpino en la última región. No obstante, como señala la composición de la flora fósil, esto no ocurrió. Por consiguiente, a la par con la acumulación de las lavas tuvo lugar un descenso de su piso. Hechos análogos fueron establecidos en el Cáucaso, en particular, en la región de Elbruz, y en el distrito de Verjoiansk-Kolima.

Semejantes casos se evidencian con bastante ligereza, ya que suceden en el fondo del alzamiento general y no obstante este alzamiento, es decir, con el signo contrario al de los movimientos tectónicos a que se halla sometida una zona dada. Dichos casos resultan posibles porque el hielo y las lavas ácidas no se pueden desplazar lejos del lugar de su origen y acopiar en las depresiones del relieve, las cuales comúnmente coinciden con las regiones del hundimiento tectónico absoluto, o a lo menos, relativo. En estas últimas regiones en las condiciones de un hundimiento el papel del factor isostático es menos revelable puesto que actúa con el mismo signo que el factor tectónico.

No cuesta trabajo mostrar que *grandes cuencas de sedimentación no se pueden originar sólo como consecuencia de la isostasia*, bajo el peso de los sedimentos en acopio. Esto es evidenciado ante todo por la existencia de las cuencas de agua profunda no llenadas de sedimentos, siendo el hundimiento no compensado. Esto también es atestiguado por el hecho de la alternación en las secciones de las capas sedimentarias depositadas a diferentes profundidades, o sea, por la fluctuación de la profundidad de la cuenca debida a la compensación irregular del hundimiento por la acumulación [1]). Si el fondo de la cuenca se hubiera encorvado sólo bajo el peso de los sedimentos, se habría hecho más somera de modo progresivo, puesto que la diferencia entre los pesos específicos de los sedimentos y del sustrato subcortical forma aproximadamente 1/5 y por lo tanto cada 100 m de los sedimentos para asegurar el equilibrio isostático deben desalojar no más que 80 m del sustrato, es decir, el hundimiento habría sido sólo de 80 m (W. Bucher). En el caso, por ejemplo, de que la profundidad de la cuenca era de 100 m, el fondo de la misma alcanzará el nivel del mar sólo después de depositar 500 m de sedimentos. Para explicar la acumulación de la capa carbonífera de 12 km de la cuenca del Donetz, es de suponer que la profundidad originaria de esta ultima era de 2400 m. Pero esto es inverosímil en absoluto, ya que los sedimentos de aquí de aguas más profundas son calizas con corales y algas, las cuales no pudieron formarse a profundidades mayores de 50 m.

---

[1]) Sin atender posible al papel de las oscilaciones eustáticas del nivel del océano mundial.

Los ejemplos más convincentes del encorvamiento del fondo de las cuencas bajo el peso de los sedimentos son los relacionados con los deltas de grandes ríos, en particular con el delta del Mississipi. Se registra que los sedimentos más potentes están confinados precisamente a este delta; pero esto es muy natural teniendo en cuenta que los ríos y sus deltas como regla general se disponen en las combas de la corteza terrestre, lo que es de particular evidencia justamente para el estero del Mississipi. Si en la región del delta se registrase una compensación isostática completa, el área del delta debería de quedar prácticamente invariable; podría cambiar sólo su configuración. Entre tanto unos deltas crecen y otros se reducen en sus dimensiones. Esto dice de que no existe una concordancia completa entre el volumen de los sedimentos acarreados por el río y el tamaño del hundimiento, según requiere la hipótesis de la isostasia, en unos casos el hundimiento se atrasa de la acumulación de los sedimentos mientras que en otros aventaja a esta última.

Estas son las consideraciones que no dan lugar a aceptar la opinión de que el hundimiento de la corteza terrestre en la región de las cuencas marinas se produce a causa de la acumulación sedimentaria. Pero se puede admitir que si en las condiciones de los continentes y en el ambiente de un hundimiento tectónico la aparición de una carga complementaria provoca un encorvamiento de la corteza, entonces dentro del margen de las cuencas marinas un acarreo intensificado del material detrítico o de lavas volcánicas puede llevar a un hundimiento excesivo en comparación con el tectónico. Mas semejante hundimiento suplementario puede tener lugar hasta que la potencia de los sedimentos supera el quintuplo de la profundidad primaria de la cuenca, según se deriva de la correlación de las densidades de los sedimentos y del sustrato subcortical. Sólo en este caso el acopio de los sedimentos no va a promover el desequilibrio isostático. Con el traspaso de este límite todo acopio sedimentario excesivo conducirá al desequilibrio y ocasionará una falta de la fuerza de gravedad. Precisamente por eso las inflexiones llenas de potentes masas sedimentarias por lo común se caracterizan con anomalías negativas de la fuerza de gravedad tanto mayores cuanto es mayor la potencia de los sedimentos. De aquí se deduce que la formación de las potentes capas sedimentarias (de más de varios miles de metros) en los más de los casos no es consecuencia de la tendencia de reestablecer el equilibrio isostático, sino por el contrario, ocurre pese a la isostasia, desequilibrándola bajo la influencia de los factores tectónicos propiamente dichos.

Sin embargo, en varios casos, y probablemente no muy raros, la potencia de los sedimentos en las partes periféricas de las cuencas de aguas profundas y suficiente ancho se determina en base a la suma de los encorvamientos tectónico e isostático suplementarios. Se puede considerar que la profundidad del centro de la cuenca más la potencia de los sedimentos acumulados corresponden con aproximación a la magnitud del hundimiento tectónico, mientras que la potencia excesiva de los sedimentos periféricos, en comparación con dicha magnitud, se halla relacionada con el encorvamiento isostático (fig. 45). Esto se refiere, en particular, al ejemplo antedicho del golfo de México, atendiendo la gran profundidad en que yace el piso de los sedimentos en su parte marginal en comparación con la central. Una situación análoga pudo tener lugar en las cuencas geosinclinales en los estadios iniciales de su existencia, por ejemplo, en la cuenca

del Jura temprano del Cáucaso Este, donde la potencia de los sedimentos marinos de agua somera y de delta de Toara-Aalen en la periferia es mucho mayor que en la zona axial (N. N. Rostovtsev, V. T. Frolov). Es posible que la traslación del eje de acumulación máxima hacia el centro de la cuenca se opere como resultado de cierto límite logrado del hundimiento tectónico más isostático. Semejante migración de las zonas de las potencias máximas de sedimentos se evidenció de modo palmario en la región ya mencionada del Golfo de México (ésta es muy verosímil en la región precaspiana del Norte).

Hemos examinado los factores que influyen sobre la distribución primaria de las potencias sedimentarias. Empero la potencia de sedi-

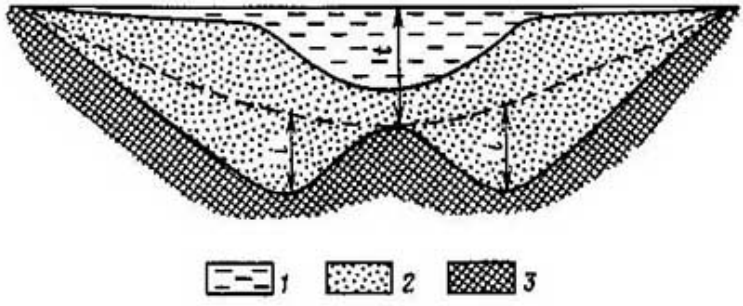


Fig. 45. Esquema de principio de la correlación existente entre las inflexiones isostática y tectónica en una cuenca de aguas profundas
1 — agua; *2* — sedimentos; *3* — substrato; *t* — tamaño del hundimiento tectónico; *i* — tamaño del hundimiento isostático

mentos es susceptible a cambios también al finalizar su acumulación. Tratemos a esclarecer las causas fundamentales de similares cambios secundarios de la potencia y estimar su significación.

Cambios secundarios de las potencias sedimentarias, sus causas y el valor relativo. Existen tres causas principales de los cambios secundarios de la potencia de los sedimentos: 1) la compactación de los sedimentos bajo el peso de los depósitos suprayacentes; 2) el cambio de la potencia con motivo de la formación de los pliegues; 3) el derrubio subsiguiente de las sedimentaciones. El primero y tercer factores conducen a la disminución general de la potencia en comparación con la inicial; el segundo, a la distminución en unos lugares y el aumento en otros.

Es conocido que en el proceso de la diagénesis los sedimentos se someten a la compactación bajo el influjo de la carga de nuevas porciones de sedimentación. A esta *compactación gravitacional* en lo fundamental son susceptibles sólo las arcillas y las aleuritas mientras que las calizas, dolomitas y los sedimentos hidroquímicos se solidifican rápidamente luego de la recristalización, y las arenas y los guijarrales, a consecuencia de la cementación. Pero las arcillas se pueden compactar en una magnitud del orden del 80% e incluso más de su potencia inicial en tanto que las aleuritas, en un 30—40 %.

Es de importancia que esta compactación va con ritmo más rápido al principio, cuando todavía no se acaba la acumulación

de los sedimentos de un intervalo estratigráfico estrecho dado.[1]) Esto quiere decir que el descenso de la superficie superior de los sedimentos, debido a la compactación, bajo el perfil de equilibrio, es decir, la formación de un espacio complementario de sedimentación eventual, en seguida es compensado por el depósito de nuevos sedimentos. Al fin de cuentas semejante compactación de diagénesis temprana, que constituye una parte notable (probablemente, cerca de un 50—70%) de la compactación máxima general, no se manifiesta en absoluto en la potencia final de una subdivisión estratigráfica dada. En lo sucesivo la compactación se opera con un ritmo más lento, pero una parte considerable pasa todavía con el mismo plan de distribución de las potencias y, por consiguiente, en lo general poco influye sobre el carácter de esta distribución y su interpretación. Sólo una parte relativamente pequeña de la compactación general desfigura algo el cuadro de distribución de las potencias causando la disminución de sus valores absolutos en las secciones centrales de las inflexiones.

En las condiciones de las plataformas esta disminución no es grande. Según los cálculos de A. B. Ronov, la magnitud de la compactación del complejo devónico de la plataforma Rusa, constituido aproximadamente en el 35% por arcillas, forma sólo 5% de la potencia media del devoniano. Una corrección aun menor se debe introducir para las sedimentaciones del paleozoico superior, el mesozoico y cenozoico por cuanto ellas poseen una potencia general pequeña y se han encontrado sólo bajo una carga insignificante. Estas correcciones son prescindibles mientras nos interese el desarrollo de las estructuras relativamente grandes. En las investigaciones más detalladas, que tienen por fin el análisis del crecimiento de los pliegues aislados, el factor de la compactación gravitacional ya no se desprecia. En algunos casos sobre las salientes o lentes de las rocas no susceptibles a la compactación, por ejemplo, calizas y arenas; en las arcillas se originan los alabeos anticlinales a causa de la disminución de su potencia, mayor que en los tramos vecinos (véase el cap. IX).

Actualmente apareció la posibilidad de introducir las correcciones de compactación de las arcillas analizando las formaciones de las elevaciones locales de plataforma. Sobre la base de los materiales referentes a la placa de Siberia occidental I. I. Nésterov ha compuesto una tabla de variación de la potencia de los paquetes arcillosos con el hundimiento a profundidades de hasta 3000 m (tabla 4).

Utilizando esta tabla, M. S. Burshtar y sus colaboradores (1969) han confeccionado una serie de mapas paleoestructurales de la elevación petrolífera de Ozeksuat (precordilleras orientales del Cáucaso). La comparación de estos mapas con los mapas confeccionados sin atender a la compactación de las arcillas acusa diferencias esenciales (fig. 46). Así, se aclaró que la elevación de Ozeksuat ya surgió a los comienzos del Albiano, se puso en claro un desacuerdo notable entre los planos estructurales según el estrato IX (barremense) para las subedades

[1]) Si la porosidad del sedimento arcilloso primeramente (hasta la profundidad de 0,1 m) compone el 90%, entonces con la profundidad de hundimiento de 250 m dismninuye hasta un 40% a expensas del desalojamiento del agua de sedimentación, mientras que a una profundidad de 1500 m, hasta un 10% merced a la reagrupación de los granos.

Tabla 4

Variación de la potencia de las arcillas (m) a medida de su hundimiento (según I. I. Nésterov)

Profundidad de hundimiento del techo de las arcillas	Potencia actual de las arcillas, m							
	Paleopotencia	Compactación	Paleopotencia	Compactación	Paleopotencia	Compactación	Paleopotencia	Compactación
0	16	0	80	0	159	1	768	32
500	15	1	73	7	146	14	703	97
1000	14	2	68	12	136	24	649	151
1500	12	4	61	19	122	38	591	209
2000	11	5	57	23	111	49	550	250
2500	10	6	52	28	105	55	514	286
3000	10	6	50	30	100	60	500	300

cretácea y del Paleoceno-Eoceno, una manifestación más nítida de la elevación en el Oligoceno-Mioceno. En total las cotas hipsométricas estructurales antiguas resultaron mayores que las actuales: al comenzar al Albiense en 90 m, el Santoniense en 115 m, el oligoceno en 140 m, el mioceno medio en 260 m. Semejantes precisiones tienen una importancia esencial para comprender la historia de la formación de los yacimientos de petróleo y gas, supeditados a las elevaciones de plataforma locales.

El mismo grupo de investigadores ha analizado el influjo de la compactación de las arcillas al construir los perfiles paleotectónicos a través de la placa Escita y la antefosa del Kuban Oeste. Se esclareció que la diferencia entre las potencias actuales e iniciales forma no más que un 10% sólo en aquellos complejos estratigráficos donde la potencia sumaria de las rocas arcillosas no supera el 25%, o éstos no se sometieron a subsiguientes hundimientos notables. En los casos restantes esta diferencia alcanza un 35%, en la antefosa del Kuban Occidental llega hasta el 50%.

En las regiones geosinclinales la compactación gravitacional puede formar de esta forma una magnitud mucho mayor que en las plataformas, siendo aquí en lo fundamental de diagénesis temprana, es decir, que se compensa automáticamente por la acumulación sucesiva. Por otra parte, es posible que la disminución de las potencias, registrada en algunos casos (por ejemplo, el aalense de Daguestán) de las sedimentaciones arcillosas de relativa profundidad en comparación con las arenosas y areno arcillosas de aguas someras aparece en cierto grado secundaria, relacionada con la compactación gravitacional.

A la compactación en los geosinclinales y las depresiones de plataforma más profundas se adiciona el efecto del estrujamiento de las rocas blandas, a las cuales se refieren no sólo las arcillas y margas, sino en particular, los sedimentos hidroquímicos (sal, yeso). La extrusión se opera por debajo de las flexiones hacia las elevaciones vecinas, causando la disminución de las potencias iniciales en las flexiones y el aumento de las mismas debido a la impulsión en las zonas de las elevaciones. Por lo tanto los contrastes entre las pocas

potencias de las elevaciones y las grandes potencias de las inflexiones se arrasan en cierta medida.

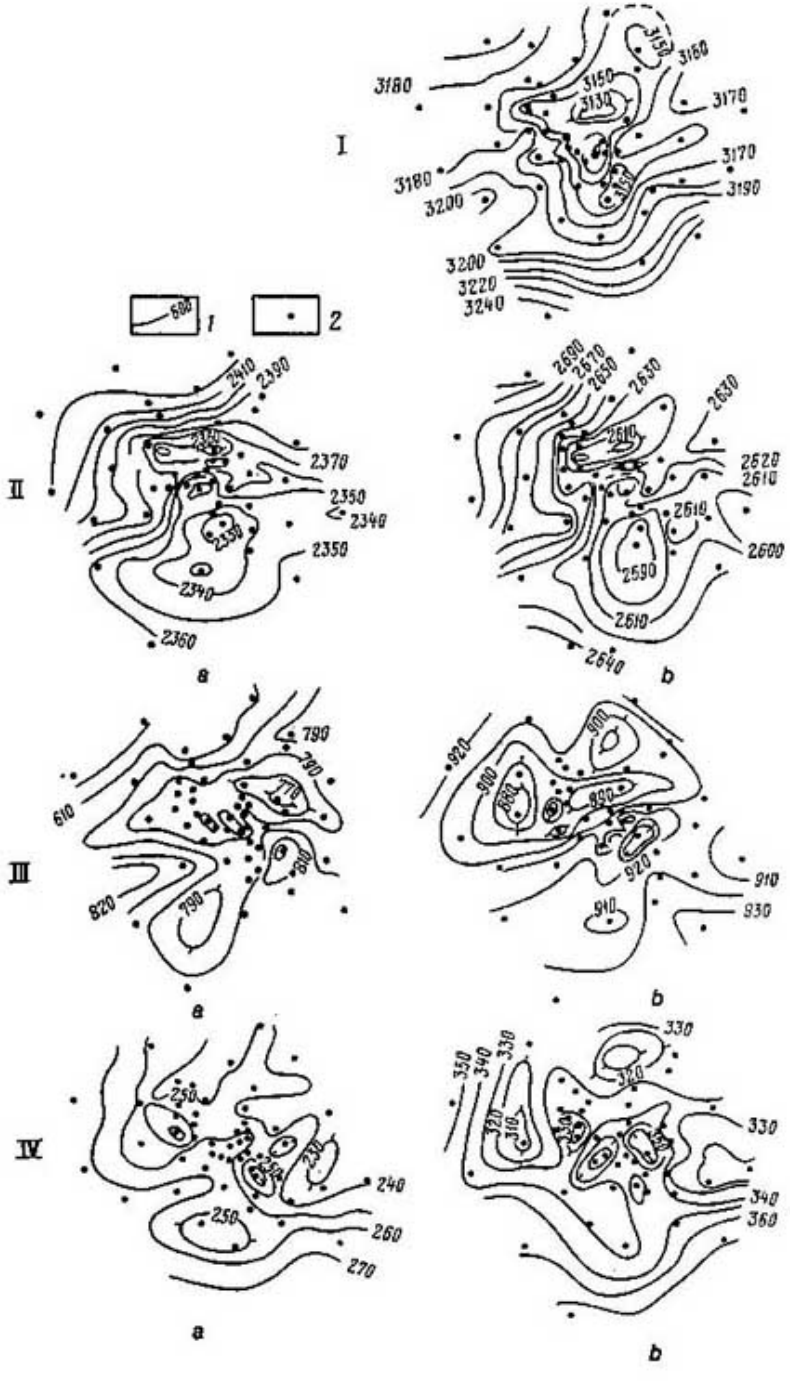
En el proceso del plegamiento semejante redistribución de las potencias sucede entre las estructuras aisladas más menudas. Al formarse los pliegues diapíricos, incluyendo los domos salíferos, las potencias de la capa blanda disminuyen en los sinclinales y crecen (con frecuencia muy bruscamente) en los pliegues anticlinales. En cambio las capas que recubren la capa blanda y hacen contacto con el núcleo diapírico de perforación sufren trituraciones y cortes, disminuyendo su potencia a veces hasta cero. Al surgir tales pliegues, la disminución de las potencias afecta las alas mientras que el aumento de éstas se registra en los ganchos tanto sinclinales como anticlinales. En los pliegues concéntricos constituidos por rocas de poca plasticidad el cambio de las potencias no ocurre. Todos estos fenómenos de redistribución secundaria de las potencias se debe tener en cuenta al analizar el desarrollo de los pliegues aislados, pero no son de importancia al reproducir la historia de las estructuras profundas de mayor tamaño.

La disminución general de la potencia puede ser asimismo una consecuencia dal clivaje. Según ciertos datos, esta disminución llega hasta 40% de la potencia inicial (el cámbrico de la región de Nantle en Inglaterra). Debido al clivaje los pliegues se estiran en dirección paralela a las superficies axiales de los mismos.

Todo lo expuesto se refiere a las rocas *no metamorfizadas*. En las capas de las rocas sometidas al metamorfismo regional la redistribución de las potencias alcanza una envergadura tal que, al juzgar según sus deformaciones complicadas, el reestablecimiento de la potencia inicial se hace imposible; podemos referir sólo en cuanto a la potencia de dirección vertical. Por eso todas las apreciaciones de la potencia para las capas longitudinales, sobre todo para las del cambriano temprano e inicialmente arcillosas no merecen confianza.

Las desfiguraciones muy esenciales en la distribución inicial de las potencias se provocan por el derrubio posterior. El derrubio es capaz de aniquilar por entero las capas sedimentarias de potencia suficiente y crear de esta manera las «zonas secundarias de las potencias cero», las cuales podemos aceptar como primarias, es decir, como regiones de derrubio de una época dada. De esta forma, es de importancia saber distinguir la reducción primaria y secundaria de las potencias. Con la reducción primaria de las potencias sus isolíneas, o sea isópacas, son de dirección paralela a los contornos de la zona de potencias nulas, en tanto que a lo largo de ésta última se registran la disminución progresiva de la potencia, llamada por la reducción de todos los paquetes y estratos[1]), y una composición más basta de los sedimentos. Un cuadro análogo, pero con las potencias disminuidas por la superficie de discordancia (fig. 47, *a*), se observará también siendo los sedimentos algo derrubiados pronto o en seguida tras el

[1]) Corte sintético-reducido, según V. I. Popov.


I
3180
3150
3130
3160
3170
3190
3200
3220
3240
600
1
2
II
2410
2390
2370
2350
2340
2330
2360
a
2690
2670
2650
2630
2610
2620
2600
2590
2640
b
III
790
770
610
810
820
920
900
880
910
930
a
b
IV
250
230
240
260
270
330
320
310
340
350
360
a
b

depósito del horizonte estratigráfico dado con el mismo plano téctónico. Semejante derrubio no desfigurará, sino sólo hará más contrastante la diferencia entre las potencias de las zonas de elevación y las de hundimiento. Las potencias de los sedimentos, ya inicialmente pequeñas e incluso nulas en las partes abovedadas y en las alas de las elevaciones, en este caso se reducirán o se aniquilarán por completo. Al mismo tiempo en las franjas axiales de las flexiones la acumulación de los sedimentos prosigue de modo ininterrumpido y por lo tanto las potencias iniciales del horizonte en cuestión se conservarán. Se debe tener en cuenta que un derrubio similar puede destruir la aureola de sedimentaciones litorales de aguas someras alrededor de la tierra firme, si esta zona no es muy ancha. En tal caso, cuesta trabajo establecer si la zona dada de las potencias cero es primaria o se ha formado en la fase de regresión inmediatamente después del depósito sedimentario.

Estas distinciones son valiosas en el aspecto paleogeográfico, pero no son tan esenciales desde el punto de vista del análisis paleotectónico; semejante *derrubio secundario temprano* puede sólo contribuir a evidenciar las flexiones y elevaciones antiguas.

Así, en la placa Rusa las elevaciones previseanas causaron un derrubio más o menos grande de los sedimentos del Turonense casi en todas las bóvedas y caballones de plataforma existentes en aquel tiempo. La distribución de las potencias de los sedimentos turonenses, surgida de dicho modo al comenzar la sedimentación de las capas viseanas refleja con nitidez aun mayor el régimen tectónico del comienzo del carbonífero temprano que el plano inicial del cambio de las potencias de estos sedimentos. A la par con esto, el plano de distribución de las potencias del turonense, registrado actualmente, corresponde no sólo al carácter de los movimientos de la misma edad turonense, sino también a los movimientos que tuvieron lugar en la frontera entre el Turonense y el viseano.

La situación se presenta de otro modo en el caso de un *derrubio secundario tardío*, que tiene lugar mucho más tarde que la sedimentación del intervalo estratigráfico examinado, con otro plano de disposición de las elevaciones y flexiones. En este caso, las isópacas con frecuencia intersecan los contornos de las zonas de potencias nulas, las potencias disminuyen bruscamente merced al corte de las capas por la superficie de discordancia, y no se registra ninguna variación de la composición sedimentaria (fig. 47, *b*).

De ejemplo puede servir la región de la llanura inclinada de Kusar de Cáucaso Este, donde, como se ha establecido con auxilio de la perforación, los depósitos del neógeno, partiendo del sarmático medio, yacen inmediatamente

---

Fig. 46. Mapas paleoestructurales de la elevación de Ozeksuat según el plano del estrato IX (de acuerdo con M. S. Burshtar)

I — plan estructural contemporáneo; II — a principios del mioceno medio; III — a principios del eoceno; IV — a principios del albiense

a — sin tener en cuenta la compactación y b — tenida en cuenta la compactación

1 — isolíneas del techo del estrato IX; 2 — pozos cuyos datos son empleados al confeccionar los mapas

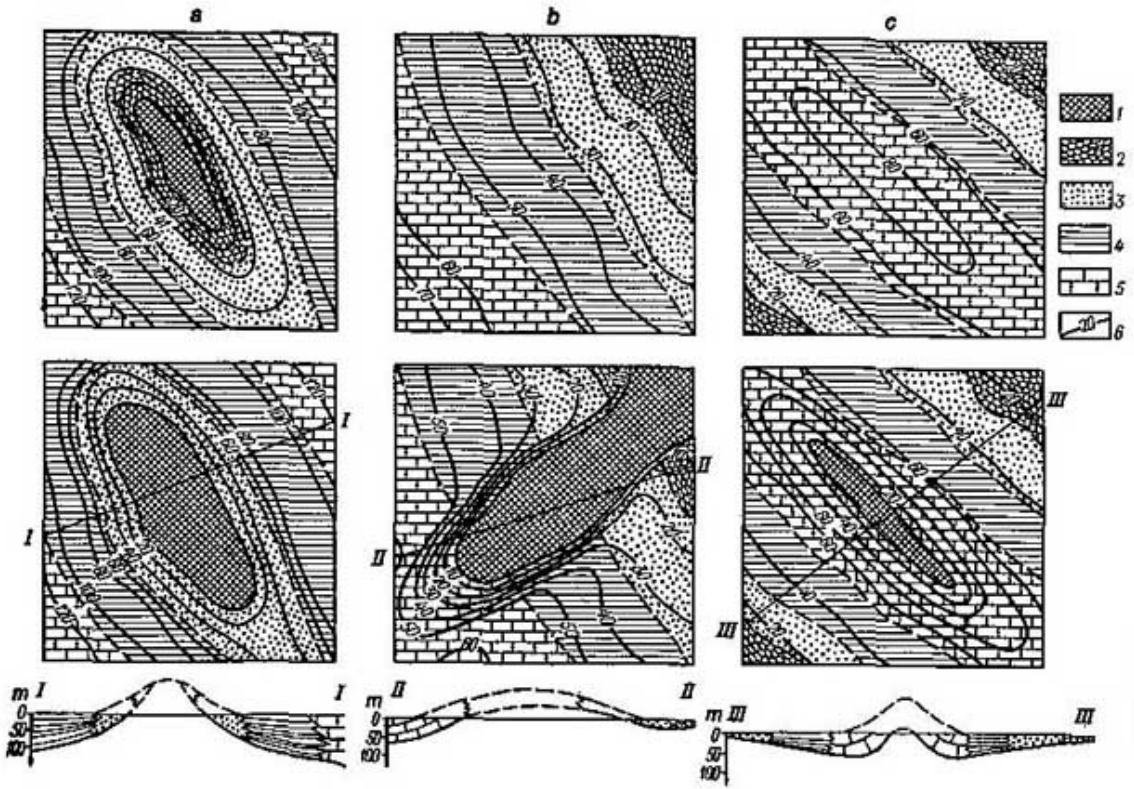


Fig. 47. Esquema de principio de distribución de las facies y las potencias para el caso de derrubio secundario temprano (a) y para el secundario tardío (b, c)

1 — zona de ausencia de los depósitos de la edad dada; *2* — — gijarros (conglomerados); *3* — arenas (areniscas); *4* — arcillas (argilitas); *5* — calizas; *6* — isolíneas de potencias. (En la fila superior se muestra el panorama inicial de distribución de los sedimentos y sus potencias; en la fila inferior, lo mismo después del derrubio)

sobre el jurásico medio. Pero las facies de la Creta y paleógeno muestran una semejanza completa tanto hacia el norte como al sur de la faja dada mientras que sus potencias no disminuyen en su dirección, lo que testimonia con claridad el hecho de que los sedimentos de estos sistemas fueron aniquilados por el derrubio posterior y de que la elevación de Kusar (actualmente sepultada) se formó bastante tarde.

A la misma conclusión llegaron los investigadores del macizo de Anabar de la plataforma Siberiana. La distribución del ordovícico dentro de los límites de la plataforma Norteamericana muestra que inicialmente el mar ordovícico debiera recubrirla casi por completo; mas en la actualidad registramos algunos tramos aislados de desarrollo de los sedimentos de este mar, la composición y fauna de los cuales testimonian una formación en las condiciones de una cuenca inmensa, abierta, unida libremente con el océano. El análisis de la distribución de las facies del pérmico superior y el triásico medio de la joven plataforma de Europa Central condujo a R. Brinkman a la conclusión de que los masivos terrestres de Vosgos, Schwartzwald y Harz estaban en aquel entonces cubiertos por el mar y sólo al finalizar el triásico aparecieron como islas. Los límites de las facies del triásico medio, por ejemplo, pasan perpendiculares respecto a los contornos de estos macizos.

Hay que hacer notar que los casos de no coincidencia completa de las zonas de derrubio ulterior con las zonas de disminución inicial de las potencias son relativamente raros, sobre todo en las condiciones de plataforma, incluso siendo el derrubio separado por un gran lapso de tiempo del período de sedimentación. De causa de esto sirve la tendencia al desarrollo heredado de las estructuras tectónicas. Los contornos de las zonas del derrubio secundario son comúnmente más amplios que los de sedimentación primaria e incluyen éstos últimos. A pesar de todo en los mapas de potencias siempre se debe, en la medida de lo posible, distinguir las zonas de uno y otro tipo[1]).

Podemos añadir un criterio más para distinguir estas zonas. Para las capas pertenecientes a una serie sedimentaria regional de regresión (por ejemplo, el devónico inferior de la placa Rusa) o a la parte inicial de la serie transgresiva (la parte inferior del devónico medio de la misma región) lo más probable es su ausencia originaria. Al revés, si estas capas de la serie transgresiva, depositada en el período de la mayor difusión del mar (por ejemplo, la parte inferior del devónico superior de la placa Rusa) y que seguían en concordancia tras los sedimentos antiguos, sería más justo suponer su derrubio más tardío.

Surge la pregunta de si es posible reproducir la distribución inicial de las potencias sedimentarias anulando el efecto del derrubio ulterior. En parte esto se puede hacer admitiendo que dentro de los límites de la zona del derrubio secundario las isolíneas de las potencias se extendían en dirección paralela a las isolíneas de las potencias restantes después del derrubio de los sedimentos mientras que el gradiente de cambio de las potencias, o sea la escala de equivalente horizontal de las isópacas permanecía constante. Pero este procedimiento es prácticamente idóneo sólo con respecto a las zonas del

[1]) Véanse el «Atlas de mapas litológico-paleogeográficos de la plataforma Rusa y su translamiento geosinclinal» y el «Atlas de mapas litológico-paleogeográficos de la URSS».

derrubio secundario temprano, que ha afectado los bordes de la cuenca originaria. Si el derrubio se hizo manifiesto, por ejemplo, en la parte central de esta cuenca, el restablecimiento del máximo primario de las potencias, por lo común, es imposible.

Sin embargo, en algunos casos favorables, la reconstrucción de las potencias primarias, si no estrictamente cuantitativa, entonces aunque semicuantitativa o simplemente cualitativa, resulta posible. Así, en las cuencas carboníferas un índice muy sensible de la dimensión del hundimiento de los estratos de carbón es el grado del metamorfismo de las hullas, que se patentiza en la variación del porcentaje de los componentes volátiles. El hecho de que en la dirección de la frontera meridional y sobre todo de la sudeste de la cuenca del Donetz se registra no una disminución, sino al contrario, el aumento del metamorfismo de las hullas, muestra que la potencia de los depósitos carboníferos inicialmente no disminuía hacia el sur y sudeste y que éstos recubrían completamente la parte sudeste del escudo Ucraniano (A. Ya. Dubinski).

Se presenta atrayente emplear para semejantes reconstrucciones no sólo las rocas de relativa rareza como son las hullas, sino las formaciones arcillosas, mucho más comunes. Los investigadores norteamericanos A. Alchaiev y W. Harrison efectuaron un experimento de interés. Ellos tomaron la arcilla (argilita) de los depósitos de Pensilvania (C_{2+3}) y la colocaron en agua dejándola hincharse hasta recobrar el volumen inicial. Después, determinando la dimensión de la compactación, los autores trataron de calcular la magnitud de la potencia de las sedimentaciones de recubrimiento arrasada por el derrubio; ésta resultó igual aproximadamente a 1100 m.

Se conoce también que el clivaje puede surgir bajo la acción de una carga estática notable (hasta 5000—6000 m según F. Fourmarier). Basándose en esto los geólogos de Bélgica consideran que la ausencia actual del devónico inferior en Brabante y del carbonífero en los Ardenas, por supuesto, es secundaria y, por consiguiente, el plegamiento de la primera región es de origen posterior respecto al Devónico temprano y el de la segunda, de origen posterior respecto al carbonífero medio. El derrubio profundo de la parte superior del corte es atestiguado también por la salida a la superficie de las rocas sometidas al metamorfismo regional, de plutones graníticos y sobre todo por la aparición de los domos gnéisicos, que son formas estructurales específicas de las grandes profundidades (véase el cap. XI).

Aunque, de este modo, estamos en condiciones de determinar con aproximación la dimensión del derrubio secundario y la potencia primaria de los sedimentos aniquilado por éste, en los más de los casos la reconstrucción objetiva de la distribución primaria de las potencias es irrealizable hasta que se elabore una metodología especial. Por eso en los mapas se indican las potencias observadas realmente en la actualidad; se destacan sólo los tramos donde estas potencias se redujeron o incluso se aniquilaron a consecuencia del derrubio ulterior.

De esta forma, el examen de los principios del método de análisis de las potencias y algunas condiciones de su aplicación conduce a las siguientes conclusiones:

1. *La distribución de las potencias de los sedimentos marinos parálicos y, en parte, intracontinentales, en lo fundamental se determina por el régimen tectónico y corresponde a la distribución de los tramos de mayor o menor hundimiento.* Por lo tanto el análisis de las potencias da la posibilidad de reproducir el cuadro, no sólo cualitativo

sino también cuantitativo, de la manifestación de los movimientos tectónicos (con más precisión, su componente vertical) para el tiempo de depósito de una totalidad dada de los sedimentos (incluyendo los acopios volcanógenos subácueos).

2. *En las condiciones de las zonas estables de la corteza terreste (plataformas) la concordancia entre las potencias y la dimensión del hundimiento tectónico se perturba muy rara vez. En las zonas activas, en las regiones geosinclinales, al contrario, semejantes desviaciones se encuentran con frecuencia, siendo determinadas por un intenso hundimiento, por la acumulación no compensada de los sedimentos.* Estos casos se reconocen debido a la disminución de las potencias en la dirección de las partes centrales de las cuencas al pasar de los sedimentos de aguas someras a los de aguas profundas. Las regiones de hundimiento no compensado se deben destacar en los mapas de las potencias por medio de un signo especial; es muy deseable también el restablecimiento de la amplitud verdadera de encorvamiento con auxilio de la corrección batimétrica.

3. *La duración del hundimiento no compensado corrientemente no supera una — dos edades geológicas, rara vez una época, es decir, varios millones de años, en pos de esto se restablece la concordancia entre el volumen de los sedimentos y la dimensión del hundimiento.* En el caso de las series sedimentarias construidas cíclicamente, con una sucesión de las rocas que se repite según una ley regular, la compensación se realiza durante un ciclo completo; por eso el análisis de las potencias de los ciclos enteros de depósito sedimentario está exento del peligro de no tener suficientemente en cuenta los fenómenos de hundimiento no compensado. Por otra parte, se debe tomar en consideración que las rocas como las calizas generadoras de arrecifes (y las dolomitas originadas en ellas), los guijarrales (conglomerados) y las arenas (areniscas), asimismo las rocas volcanógenas, sobre todo las ácidas, con frecuencia forman los máximos no coincidentes con las zonas de máximo encorvamiento tectónico.

4. *La compactación de las rocas, que se opera en el proceso de la diagénesis, catagénesis y plegamiento, afecta en lo fundamental sólo las arcillas y aleuritas arcillosas y en escala regional tiene valor práctico sólo para los terrenos geosinclinales, arrasando los contrastes entre las zonas de potencias grandes y pequeñas. Sin embargo, es totalmente indispensable tener en cuenta la compactación al analizar el desarrollo de las elevaciones de plataformas locales; esto* se puede hacer con auxilio de la tabla de I. I. Nésterov.

5. *La disminución de las potencias debida al derrubio posterior puede desfigurar gravemente el cuadro de distribución originaria de las potencias en aquel caso en que el derrubio tuvo lugar mucho más tarde del tiempo de sedimentación y el plano estructural cambió de un modo notable desde aquel entonces.* Semejantes ocasiones se pone de manifiesto con el análisis conjunto de las facies y potencias de los sedimentos. Siendo el derrubio interior de la formación y secundario temprano, la disminución de las potencias originarias puede sólo acen-

tuar el contraste entre las zonas de alzamiento absoluto y relativo y las zonas de hundimiento preponderante.

6. *El análisis de las potencias no se aplica prácticamente para estudiar el desarrollo de los pliegues en los terrenos de acopio de las masas evaporíticas y arcillosas altamente blandas, a que están ligadas las manifestaciones del diapirismo, así como las sedimentaciones metamorfizadas regionalmente.*

7. *De un modo general, la distribución de las potencias de las masas volcanógenas y sedimentarias surgidas en las condiciones de las cuencas marinas o intracontinentales de gran tamaño, refleja correctamente el régimen tectónico del tiempo de su sedimentación, excepto los tramos donde la disminución de la potencia está asociada con el hundimiento no compensado y el derrubio secundario tardío.* Tramos así se pueden evidenciar al comparar la distribución de las potencias con la distribución de las litofacies de los sedimentos, así como también al analizar el desarrollo de la región en un amplio intervalo de tiempo. La

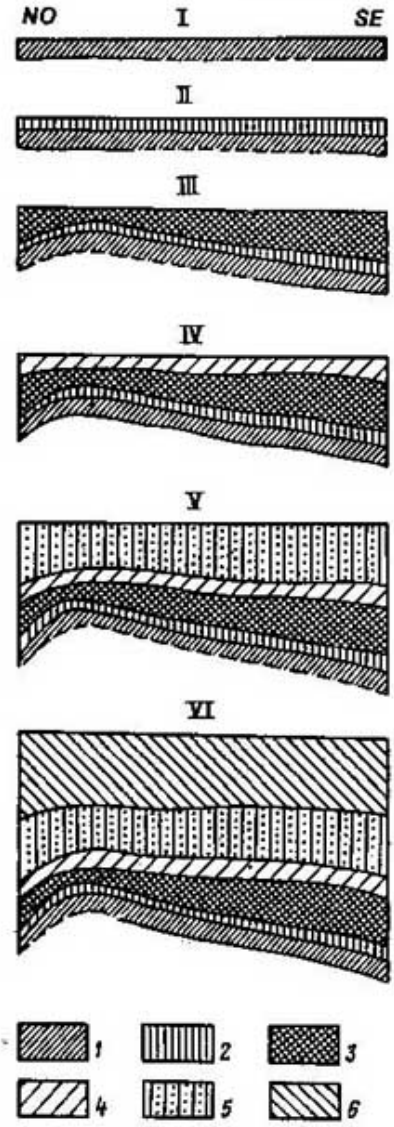


Fig. 48. Cortes paleotectónicos a través de la elevación de Anastasievsk—Troitsk y el pandeo del Kubán Oeste (según M. V. Feiguin)

I — a principios del sarmático; II — a principios del sarmático medio; III — a principios del meótico; IV — a fines del meótico; V — a fines del póntico; VI — perfil contemporáneo karacheno-konksko.
1 — depósitos del konkskiano; *2* — del sarmático inferior; *3* — del sarmático medio y superior; *4* — l meótico; *5* — pónticos; *6* — del kimmeridgense-antropozoico

disconformidad del plano de distribución de potencias de una subdivisión estratigráfica con el de las edades o épocas precedentes y posteriores indica directamente una desviación verosímil respecto a la compensación del hundimiento por el acopio o una manifestación del derrubio.

8. *Exige tener mucha precaución la aplicación del análisis de las*

potencias al estudio del crecimiento de las elevaciones de plataforma locales, que se distinguen por la poca amplitud de variación de la potencia.

El crecimiento de estas estructuras se revela generalmente mediante la confección, en base a mapas de iguales potencias, de los mapas paleoestructurales y los cortes paleotectónicos, o sea, «cortes de nivelación» (fig. 48), en los cuales el techo de cada uno de los horizontes sucesivos se toma como línea horizontal; partiendo de ésta hacia abajo se marca la potencia del horizonte en diferentes puntos del corte (dicho con propiedad, los pozos por los cuales se traza este corte). El comienzo del crecimiento de una elevación se fija por la disminución de la potencia en la región de bóveda de la estructura contemporánea. A veces, en vez de una disminución de las potencias los horizontales aislados acusan súbitamente su incremento, lo que se interpreta de modo erróneo como inversión temporal del signo de los movimientos. En realidad este fenómeno se puede explicar por varias causas: 1) la formación de una saliente de rocas estables durante un derrubio interformacional; 2) la compactación desigual de los sedimentos arcillosos-aleuríticos; menor en la bóveda, donde la potencia de los sedimentos de recubrimiento es menor, y mayor sobre las alas; 3) el surgimiento, en la parte abovedada de la elevación, de un biohermo (escollo), cuya velocidad de crecimiento puede superar la velocidad de acumulación de los sedimentos a lo largo de su periferia; 4) la formación de una elevación en crecimiento del caballón subácueo a consecuencia del frenado de las olas por la saliente del fondo.

También se debe señalar que a veces las huellas del crecimiento de los pliegues en el período de acumulación de uno u otro intervalo estratigráfico se pueden limar por un cambio regional intensivo de las potencias. Estas y otras particularidades de las condiciones de aplicación de análisis de las potencias para estudiar el desarrollo de las elevaciones locales de las cuencas con reservas de gas y petróleo, son estudiadas en la monografía de K. A. Mashkóvich (1970). Según concluyó K. A. Maschkóvich: «al elegir los puntos de referencia concretos para el análisis paleotectónico se debe guiar por las condiciones principales siguientes. Ante todo el punto de referencia elegido debe ser persistente litológicamente en toda el área investigada. La característica de perfilaje del punto de referencia debe ser tan nítida que se pueda determinar la profundidad de su yacimiento con una precisión de hasta 1—2 m. Sería deseable que el punto de referencia admitido para el análisis se disponga en el techo del conjunto terrígeno; en la mayoría de los casos debido a los fenómenos de compensación, se elimina el influjo de los derrubios, de una compactación y acumulación irregular de los sedimentos. Los intervalos de potencia de las sedimentaciones entre los puntos de referencia escogidos deben ser suficientemente grandes, puesto que en estos casos disminuye la influencia de los factores que aminoran las manifestaciones de las fuerzas tectónicas y se destacan con más claridad las tendencias dirigidas del crecimiento de las elevaciones locales; a consecuencia de ello, la magnitud sumaria de estas tendencias para una capa suficientemente grande supera el efecto de los factores accidentales. Por fin, es deseable que los puntos de referencia elegidos coincidan con los horizontes de reflejo en las investigaciones sísmicas. En algunos casos esto permite pronosticar la edad de las elevaciones

locales, evidenciadas por la prospección sísmica, y su probable productividad ».

9. En resumen, cabe subrayar que *el análisis de las potencias da resultados correctos sólo al observar las dos condiciones principales: la combinación del análisis de las potencias con el análisis de las facies y la realización de este análisis complejo con arreglo a un intervalo de tiempo geológico suficientemente largo*, teniendo en cuenta el desarrollo heredado. Con estas condiciones el análisis de las potencias resulta de utilidad excepcional tanto para estudiar el desarrollo de grandes regiones, como para investigar el crecimiento de los pliegues aislados.

Mapas de las velocidades de hundimiento y sus gradientes. Para obtener una idea más exacta y objetiva sobre la velocidad del encorvamiento tectónico de la corteza terrestre se recomienda la confección de los mapas de las velocidades iguales de hundimiento, o sea, *isotacas* (L. A. Vardaniants). Estos mapas se pueden componer en base a los mapas de las potencias, pero con la introducción de las correcciones batimétrica y densimétrica (por la consolidación) y con la división de la potencia de los sedimentos por la duración del intervalo cronoestratigráfico dado, contada según la escala absoluta de la geocronología. El primer ensayo de la confección de un mapa se mejate fue el mapa para el akchagyl de Azerbaidzhán en el libro del autor «Fundamentos geotectónicos de la prospección del petróleo» (1954). Una serie de mapas de isotacas para la etapa alpestre de desarrollo del Cáucaso fue publicada por V. N. Sholpo (sin las correcciones densimétrica y batimétrica); M. Ya. Rudkevich confeccionó semejantes mapas para la placa de Siberia Occidental.

Al comparar las velocidades de hundimientos, se debe tener en cuenta que cuanto mayor se toma el intervalo cronoestratigráfico, tanto menor será la velocidad de encorvamiento, siendo iguales las demás condiciones, debido a que los grandes intervalos comprenden notables pausas del depósito sedimentario y, además, las zonas de hundimientos máximos, o sean los *depocentros* según J. Murray, se desplazan en el tiempo. Según la definición empírica de M. V. Gzovski, al aumentar en un orden del intervalo cronológico en cuestión, las velocidades disminuyen también en un orden.

Las velocidades de hundimientos son índices muy específicos del régimen tectónico de diferentes zonas geoestructurales (plataformas, geosinclinales y otras). Aun más típicos son los *gradientes* de estas velocidades (o simplemente, de las potencias de las sedimentaciones), que indican la variación de la velocidad (potencia) en la unidad de distancia (comúnmente de 1 km) y en la unidad de tiempo (la más común es 1 millón de años).

§ 3. Método volumétrico

El método volumétrico de estudio de los movimientos verticales fue elaborado por A. B. Ronov (1949) como complemento al método de análisis de las potencias. Dicho método establece:

1) el cálculo de los volúmenes sumarios de las sedimentaciones (en base a los mapas de potencias);

2) la medición de los volúmenes relativos de las sedimentaciones de diferentes tipos (por ejemplo, carbonatadas y terrígenas, marinas y continentales) con auxilio de los mapas de las litofacies y potencias;

3) la determinación de la dimensión media del hundimiento y de las potencias medias de las sedimentaciones;

4) la determinación de la velocidad media de hundimiento (cociente de dividir la dimensión media del hundimiento por la duración absoluta del correspondiente intervalo de tiempo);

5) la determinación de la intensidad absoluta media del volcanismo (cociente de dividir el volumen de las rocas volcanógenas por el producto del área de su acumulación y del tiempo);

6) la determinación de la dimensión y de la velocidad media de la elevación en base al volumen del material detrítico arrastrado desde ésta y resedimentado en las flexiones vecinas;

7) la determinación del así llamado coeficiente de elevación (relación del volumen de las rocas detríticas respecto al volumen general de los sedimentos).

La técnica de las definiciones adecuadas está expuesta con detalle en la monografía de A. B. Ronov.

El cálculo de los índices cuantitativos enumerados puede completar considerablemente el análisis paleotectónico cualitativo común. Así, la determinación de la dimensión media del hundimiento nos

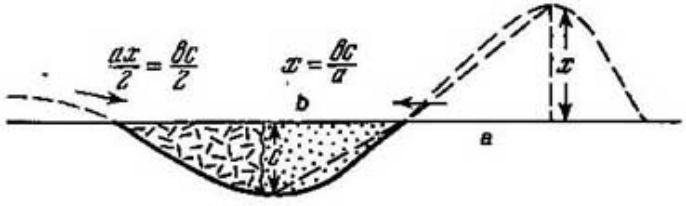


Fig. 49. Método simplificado de la apreciación del tamaño de una elevación

da un criterio seguro para apreciar la intensidad relativa de los movimientos de diferentes zonas estructurales durante una época o de una misma zona en el transcurso de diferentes épocas geológicas. En el primer caso podemos abstraernos de la desigualdad de las áreas de zonas aisladas mientras que en el segundo, del influjo de los movimientos oscilatorios generales, que hacen variar el área de depósito sedimentario.

La investigación de la variación de las áreas de acumulación dentro de los límites de diferentes zonas nos da la posibilidad de evidenciar de modo objetivo las pulsaciones coetáneas y homónimas de éstas, suscitadas por los movimientos oscilatorios. Calculando la velocidad media del hundimiento, podemos eliminar la influencia de la desigualdad existente entre las duraciones de diferentes perío-

dos y épocas geológicas. La determinación de la dimensión y la velocidad media de una elevación adelanta cifras algo rebajadas, puesto que en este caso se toma en consideración sólo aquella parte de la elevación que fue compensada por el corte de denudación, pero se desestima el traslado de los componentes solubles hacia los océanos.

Podemos recomendar el método gráfico de apreciación simplificada y aproximada de la dimensión de una elevación, que no contiene el cálculo de los volúmenes (fig. 49).

§ 4. Análisis de las formaciones

El análisis de las formaciones ha ocupado un puesto de importancia entre los métodos de análisis paleotectónico.

El propio concepto de «formación» surgió ya en el siglo XVIII (el geólogo alemán Fucksel), pero originariamente fue tanto litológico como estratigráfico. Los geólogos eurooccidentales destacaron dentro de los límites de esta parte de Europa las capas sedimentarias individuales por su composición como de carbón de piedra (C_{2+3}), de creta (K_2), de de arenisca roja (D, P—T), yacentes en una sucesión determinada. Se consideraba que estas capas (formaciones) en todas partes tienen la misma edad, lo que en cierta medida se justificaba en escala de Europa Occidental. En lo sucesivo, cuando en la estratigrafía se estableció definitivamente el método paleontológico y cuando se aclaró que las capas de una misma edad en distintos terrenos pueden ser integradas por sedimentos de diferente composición y variadas condiciones de origen, o sea, por distintas facies, el término de «formación» se dejó de aplicar en el sentido estratigráfico, excepto en los EE.UU.

Entre otras formaciones los investigadores de los Alpes registraron a principios del siglo XIX las dos formaciones más típicas: flysch y molasa. Al principio a éstas también se les atribuyó cierta edad: al flysch, el cretácico, luego paleógeno; a la molasa, el neogénico. Mientras que una parte de los términos de «formación» obtuvo en lo sucesivo el valor puramente estratigráfico y se convirtió en sistemas, series, etc. (sistema de carbón de piedra, de creta, solera roja muerta, zechstein, etc.) las nociones de «flysch» y «molasa» perdieron su sentido estratigráfico y cobraron un matiz más genético de la acepción.

En 1896 Marcel Bertrand mostró que la formación del flysch y molasa corresponde a ciertos estadios del desarrollo de las zonas geosinclinales y notó que estas formaciones son típicas no sólo de los geosinclinales mesocenozoicos, alpinos, sino también para los más tempranos que pasan estadios analógos de desarrollo. Bertrand señaló que para los geosinclinales es típica la siguiente sucesión de masas sedimentarias (formaciones en el sentido contemporáneo de la palabra): «esquistos brillantes» (= formación aspídica, véase más abajo)—flysch—molasa.

Casi al mismo tiempo F. Loewinson-Lessing (1888) describió en Carelia la «formación de diabasa oleneuse» que es una totalidad característica de ciertas rocas eruptivas y no una combinación ocasional o artifical de estas rocas, «miembros constantes» de esta formación. Más tarde Loewinson-Lessing (1925) definió la formación como «combinación natural de rocas».

No obstante, estas ideas durante un largo tiempo no cobraron desarrollo. Sólo en 1936 en la obra de M. A. Usov era destacada, dentro de los límites de Siberia Occidental, una serie de formaciones, capas de composición petrográfica determinada («de una facie, siendo subordinadas a ésta las otras») divididas por las interrupciones regionales. Algo más tarde, en 1940 V. I. Popov invocó a desarrollar el estudio de las formaciones como «totalidades genéticas de las rocas» o «familias de las facies». En 1945—1946 N. S. Shatski, a modo de Loewinson-Lessing, dio a las formaciones sedimentarias el nombre de totalidades naturales

de las rocas o facies litológicas relacionadas de moso paragenético. N. S. Shatski subrayó que la noción de «formación» ante todo es tectónica, puesto que las formaciones se hallan ligadas con ciertas estructuras precisando este postulado, V. V. Beloúsov luego señaló «que cada formación sedimentaria corresponde a un estadio determinado del ciclo geosinclinal y a una zona tectónica determinada». Algo antes (1940) a una formulación análoga llegó N. B. Vasoevich. Un gran papel en el desarrollo de las ideas de N. S. Shatski referentes al dominio de la doctrina sobre las formaciones lo desempeñaron las obras de N. P. Jeraskov.

Los trabajos de los científicos citados imprimió un potente impulso al desarrollo de la doctrina acerca de las formaciones en la URSS y al amplio empleo del método de formación en las investigaciones de los tectonistas soviéticos. Ulteriormente a la conclusión de la necesidad de destacar las totalidades naturales de las rocas llegaron también los geólogos norteamericanos (F. Pettijohn, R. Fairbridge y otros), los que nombraron estas totalidades «asociaciones litológicas» ya que el término «formación» apareció ocupado en la nomenclatura estratigráfica. Ultimamente en occidente goza de amplia difusión el término «assemblage», que también corresponde a la asociación.

De esta forma, la formación es una *combinación natural y regular* (paragénesis[1]), totalidad, surtido, asociación) *de las rocas* (sedimentarias, volcanógenas, intrusivas) *asociadas por la comunidad de origen y que surgen en ciertos estadios de desarrollo de las zonas estructurales fundamentales de la corteza terrestre.* En ocasiones de relativa rareza la formación está constituida de una roca, por ejemplo, las formaciones de creta (tiza) para escribir, las calizas estratiformes, las arenas de glauconita y cuarzosas y otras. Comúnmente el número de los componentes principales de la formación llega a tres, cuatro y más. Así, las capas del flysch terrígeno son integradas por areniscas aleuritas y arcillas (argilitas) en alternación; las capas del flysch carbonoso, por areniscas calcáreas, calizas y (o) margas y arcillas carbonatadas y no carbonatadas.

A la par con las rocas de tipos principales, que determinan el aspecto de la formación, en su constitución pueden participar asimismo otras rocas, que complementan este aspecto, o sea, «accesorias». Así, en el flysch, además de las rocas enumeradas, pueden haber gravelitas, a veces incluso en conglomerado (el así llamado flysch basto o salvaje), silicitas, sideritas y otras. En la constitución de las capas carboníferas, además de las areniscas, aleuritas, arcillas (argilitas), hullas, con frecuencia toman parte las calizas, gravelitas, conglomerados. Por otra parte, algunos tipos de rocas nunca se encuentran en una formación dada: así, para el flysch las rocas «prohibidas» son los carbones, sales (N. B. Vasoevich).

---

[1]) Algunos investigadores soviéticos destacan especialmente que, en formaciones determinadas, no se deberá hablar precisamente ni de paragénesis ni de génesis. Pero la paragénesis indica o semejanza o alguna determinada comunidad de origen, o sea la génesis de las rocas que componen la formación (por ejemplo, comagmaticidad para las magmáticas, la unidad de las regiones de demolición o las condiciones climáticas para los detríticos, etc.). Es indudable que la *especificación* de las formaciones debe fundamentarse en la paragénesis de los minerales, como un único indicador objetivo, pero la *finalidad última* del estudio de las formaciones es la determinación de sus génesis.

Cada roca que va comprendida en la formación es el producto de cierto ambiente físico-geográfico y corresponde a una facie determinada. Las formaciones homogéneas son, además, monofaciales mientras que las de varias rocas, a las cuales se refieren la mayoría de las formaciones, son polifaciales. Así, en las formaciones carboníferas parálicas se alternan los sedimentos de los esteros, cauces y valles de crecidas fluviales, deltas, bajíos litorales. Estos sedimentos se hallan en una relación regular entre sí, ajustándose en conjunto a la conyuntura de una llanura litoral de aluvión y delta, inundada por el mar de modo periódico. Las formaciones salíferas se engendran en condiciones de lagunas o mares semicerrados, ya sea aumentando periódicamente la salinidad con la precipitación de yeso, halita, sales potásicas, ya sea dulcifacándose en los períodos de intensa afluencia de las aguas fluviales con la acumulación de arcillas y margas.

De esta manera, las rocas aisladas se originan en un medio por entero determinado, asimismo la propia formación en su conjunto, siendo una combinación natural de estas rocas, se crea en un ambiente dado que corresponde a un paisaje de las facies de un orden superior. Las áreas de acumulaciones de las formaciones son las cuencas (o grandes partes de las cuencas) de diferente clase, por ejemplo, los mares del shelf, marginales, las hondonadas entre montañas, así como las llanuras litorales, desiertos, etc., en tanto que las propias *formaciones son complejos de facies.* Cada una de las formaciones ocupa cierto lugar en la envoltura de la corteza terrestre y constituye un cuerpo geológico concreto; posee un área determinada de su propagación y una potencia, las cuales en su conjunto dibujan su forma. Para las formaciones de plataforma es específica una difusión en área, siendo insignificante la potencia, que forma centenas y rara vez miles de metros. Las formaciones geosinclinales, por ejemplo, de flysch, de molasa, spilito-queratofídicas, se extienden en la superficie a moso de cintas estrechas, pero poseen una potencia de varios kilómetros; esto comunica a los cuerpos engendrados por ellas una forma de prismas verticales. Algunas formaciones volcánicas, así como las formaciones (subformaciones) de arrecifes calcáreos yacen en la envoltura sedimentaria en forma de lentes a la vez que la formación terrestre volcánica, denominada de pórfido tiene generalmente la forma de un escudo convexo hacia arriba.

A estos *indicios fundamentales de las formaciones, o sea, al surtido de ciertas rocas (litofacies) restringido por el diapasón de las condiciones de su origen, al carácter de la interestratificación, a la forma del cuerpo,* se deben añadir otros de segundo orden. Así, para algunas formaciones son de descomunal singularidad no los componentes principales, que constituyen la parte básica de la formación, sino los supeditados, accesorios. Esto se refiere a las formaciones carboníferas y en parte a las salíferas. La importancia de los componentes accesorios aquí se redobla debido a que simultáneamente son minerales importantes. A veces, entre los indicios determinantes de las formaciones (subformaciones) figuran aquellas particularidades co-

mo el contenido de sílice y betún, la abundancia de algunos minerales autógenos, una especie de la glauconita y siderita. Para las formaciones continentales un síntoma de importancia es la coloración: el color gris indica que son originadas en condiciones húmedas; el rojo, habiendo singularidades suplementarias (carbonosidad, contenido de bauxita), testimonia un origen en condiciones áridas o, al contrario, húmedas.

Para las formaciones geosinclinales es individual un tipo determinado de los cambios diagenéticos, catagenéticos o metamórficos iniciales (las formaciones de pizarra, de pórfido, spilito-queratofídicas). En particular, la formación de basalto de las plataformas y la de diabasa aspídica (spilito-queratofídicas) de los geosinclinales en esencia son derivadas de un tipo del magma que es tholeíto-basáltico. Las diferencias entre las rocas de cada una de estas formaciones son originadas, en particular, debido a que una de éstas, la de basalto prácticamente no sufre cambios secundarios mientras que la spilitodiabásica es sometida al metamorfismo inicial.

La nomenclatura, establecida históricamente, de las formaciones sedimentarias y en parte volcanógenas es bastante ecléctica. Se basa en diferentes indicios, frecuentemente secundarios, pero que más saltan a la vista. Presumiblemente será más racional nombrar las formaciones ante todo según los tipos principales de las rocas constituyentes, por ejemplo, carbonatada, terrígena, evaporítica, a veces indicando los accesorios característicos (arcilla, glauconita) o la coloración y añadiendo el adjetivo que caracteriza el ambiente general de acumulación: continental, marino (transgresivo o regresivo); para las formaciones volcanógenas, respectivamente, terrestre o subácueo. Por fin, si las formaciones parecidas, por ejemplo, la de caliza, se crean tanto en condiciones de plataforma como en las geosinclinales, pero se distinguen en la distribución de las potencias (según la forma del cuerpo de la formación), se debe dar calificativo de plataforma o geosinclinal. Así que el nombramiento de la formación se debe definir por: 1) la composición litológica ± las singularidades del carácter de interestratificación de las rocas, de composición mineralógica, de cambios secundarios o de coloración; 2) las condiciones físico-geográficas de acumulación (si la propia composición no lo indica directamente); 3) el ambiente tectónico de engendramiento. Entre tanto las denominaciones históricas de las formaciones como «flysch» y «molasa» es racional, probablemente, conservarlas. Para la subdivisión de las formaciones terrígenas tiene importancia también el criterio, señalado por N. S. Shatski, de carácter autóctono o alóctono del material detrítico, es decir, el aporte de éste desde la misma zona geoestructural o vecina.

Los factores principales que determinan el aspecto de las formaciones son el régimen tectónico, las condiciones climáticas y, para ciertas formaciones, el vulcanismo.

A primera vista puede parecer que el valor principal entre los factores enumerados debe pertenecer a las condiciones físico-geográ-

ficas, en particular, climáticas, como esto tiene lugar en lo que atañe a las facies, ya que la formación es una suma de facies. Sin embargo, esto no es así. Una formación es un conjunto determinado de las facies, un surtido de los sedimentos de ambientes faciales diferentes aunque parecidos, de los sedimentos depositados en un diapasón determinado de las condiciones físico-geográficas. Por ejemplo, la formación de molasa superior comprende los depósitos de los lagos y llanuras aluviales de precordilleras y entre montañas, de los bajíos marinos litorales, unidos por una singularidad esencial: estas sedimentaciones se originaron siempre a cuenta del derrubio de un país montañoso vecino en crecimiento activo y se acumularon en una zona de hundimiento enérgico. Si no hubiera cerca un país montañoso, en los sedimentos de molasa superior no habrían predominado las rocas de fragmentos gruesos, las más típicas de ésta; sin un hundimiento intenso el material detrítico habría sobreedificado en la zona dada, una superficie hasta el nivel del perfil de equilibrio y las porciones siguientes de este material se deberían trasladar ya a una distancia más alejada, fuera de los límites de esta zona y en un estado fuertemente triturado.

Para las formaciones carbonosas y salíferas la condición fundamental de su origen es la ausencia de aporte de material terrígeno, lo que es posible sólo si en este tiempo en la cercanía no hay terrenos de intensos movimientos ascendientes. Además, para las formaciones salíferas la posibilidad esencial es la de acumulación rápida asegurada por el hundimiento intensificado del fondo de la cuenca, puesto que en tal caso la disolución con el material detrítico resulta mínima. Como se ha señalado anteriormente (§ 1), el hundimiento que anticipa el depósito sedimentario comúnmente precede a la sedimentación de las sales, creando de antemano una depresión de aguas profundas, que luego se llena rápidamente de sales.

Los síntomas de importancia de una formación; tanto la forma de su cuerpo, determinada por la potencia y el área de difusión; así como el carácter de interestratificación de las rocas, condicionado en esencia por el cambio de la velocidad de los movimientos tectónicos (en parte también por los cambios climáticos), dependen por completo (el primero) o mayormente (el segundo), del régimen tectónico.

El factor climático sin duda ejerce influencia sobre el engendramiento de las formaciones. Es muy evidente que las formaciones carbonosas, y tanto más salíferas, no se pueden originar en condiciones de un clima frío, con baja temperatura de las aguas, a la vez que las carboníferas no se originan en terrenos de clima seco (árido). A pesar de todo, el papel del clima se debe considerar de segundo orden en comparación con el papel del régimen tectónico. Ante todo está claro que la zonificación climática en mayor medida se refleja en la constitución de las formaciones continentales, manifestándose, en menor grado, al formarse las sedimentaciones marinas de aguas someras más (bien propias de las plataformas) y en grado insignificante, al formarse los depósitos de las formaciones de aguas pro-

fundas, de rápida acumulación y, sobre todo, volcánicas. De esta forma, el factor climático no ejerce influencia universal sobre el carácter de las formaciones en crecimiento como lo hace el tectónico. Más aun, el grado de manifestación de la zonificación climática y, por lo tanto, el grado de influjo del clima sobre el depósito sedimentario esencialmente dependen del régimen tectónico típico para un período o época geológica dados. Se conoce que en unos períodos (épocas), de actividad tectónica aumentada (por ejemplo, devónico o pérmico), los contrastes climáticos se agudizaron en tanto que en otros (por ejemplo, jurásico a cretácico), por el contrario, se debilitaron. Vivimos en una época de alta actividad tectónica; por eso en la distribución de los sedimentos actuales con gran vividez se deja sentir el influjo de las condiciones climáticas; pero para varias épocas geológicas pasadas este influjo era mucho más débil.

De este modo, *con el paso de las facies a las formaciones el papel de factor primordial pasa de las condiciones físico-geográficas al régimen tectónico.* En esto se manifiesta el papel nivelador y sumador del tiempo geológico; la influencia del variable ambiente físico-geográfico, decisiva al originarse las facies, se retira a un segundo plano con respecto al influjo de los movimientos tectónicos, que son lentos, pero que en cambio se mantienen en una dirección durante épocas y períodos geológicos enteros. Esta tésis fue formulada un tanto de otro modo, pero acertadamente por M. V. Murátov y V. M. Zeisler: «la suma de los factores paleogeográficos determinantes del depósito sedimentario constituyente de la paragénesis, cede el papel primordial al factor tectónico determinante de la acumulación de las paragénesis».

En cuanto al tercer factor de origen de las formaciones, que es el vulcanismo, bien se sabe que el vulcanismo está ligado del modo más estrecho con los movimientos tectónicos y el carácter de su manifestación depende directamente del régimen tectónico. La creación de las efusiones subácueas de composición basáltica está confinada a los estadios iniciales del desarrollo de los sistemas geosinclinales; las de composición andesítica, a los medios; las de acumulaciones terrestres de lavas preponderantemente ácidas (de traquita, dacita y liparita), a los estadios finales del ciclo geosinclinal; las efusiones en masa de los platobasaltos son propias de los territorios de plataforma, etc.

Precisamente, dado que el régimen tectónico es el factor primordial del engendramiento de las formaciones, hace que el análisis de formación sea excepcionalmente útil para resolver algunas cuestiones de importancia de la geotectónica. Al principio del presente párrafo se ha mencionado que ya M. Bertrand puso en claro los tipos principales de las formaciones típicos para las zonas geosinclinales de la corteza terreste, y la sucesión normal de éstos en el ciclo tectónico. Desde entonces nuestros conocimientos en esta relación se enriquecieron de modo esencial, y ahora se sabe que hay formaciones típicas sólo de las zonas exteriores de las regiones geosinclinales o, viceversa, sólo

para sus zonas interiores. Por otra parte, las plataformas asimismo se caracterizan con ciertos tipos de las formaciones, en tal caso unos de ellos son propios de las plataformas más estables y otros, de las activas.

Examinando los mapas en los que está indicada la distribución de las formaciones en unas u otras épocas geológicas (de ejemplos de mapas semejantes pueden servir los mapas paleotectónicos del «Atlas de los mapas litológico-paleogeográficos de la URSS»), se puede, según el tipo de las formaciones, establecer dónde estaban dispuestas entonces las plataformas y geosinclinales, sus zonas exteriores e interiores, las elevaciones (geoanticlinales) y los pandeos intrageosinclinales. Más aun, se puede esclarecer en qué estadio de su desarrollo se hallaban en una época dada las zonas estructurales aisladas. En la tabla 5 se muestran las filas de las formaciones típicas para las plataformas y para los geosinclinales, para sus zonas exteriores e interiores. La sucesión de las formaciones refleja su sustitución regular que tiene lugar durante un ciclo tectónico, a medida que pasa de un estadio a otro. En la tabla también es reflejada la complicación de la distribución formacional, introducida por la zonificación climática.

El desarrollo real tanto en los geosinclinales como de las plataformas con frecuencia se desvía del esquema tipo ideal de su evolución. La comparación de la sucesión de las formaciones, de la plenitud de la fila de formaciones desarrollada realmente en la región geosinclinal dada con la fila tipo adelantada en la tabla da la posibilidad de apreciar la escala y el carácter de las desviaciones observadas, valorar el grado de plenitud (terminación) de su desarrollo en la etapa dada de su evolución general.

Entre tanto se debe tener en cuenta que a la par con las formaciones sumamente específicas para ciertos tipos de elementos estructurales de la litosfera, existen formaciones de relativa neutralidad en este aspecto, en particular carbonosas y en parte terrígenas (por ejemplo, la molasa puede aparecer en el estadio final del ciclo también en la plataforma, a cuenta del material detrítico que viene del orogeno). Pero estas formaciones son de importancia por sí mismas como índice de cierta igualación de los contrastes entre las plataformas y las fajas activas; así, las formaciones carbonatadas indican la disminución de la actividad tectónica en éstas últimas. En tal caso, a pesar de todo, en las más de las veces la distribución de las potencias, el gradiente de su cambio, permiten distinguir las variedades geosinclinal, orogénica o de plataforma de las formaciones de semejanza litológica.

Es frecuente escuchar e incluso leer que con el acceso tectónico a la clasificación de las formaciones la definición del tipo de una formación se pone en dependencia de una idea anterior sobre su pertenencia a una u otra región geoestructural o estadio de desarrollo. Por supuesto, esto no es correcto. Originariamente, por ejemplo, el flysch y la molasa fueron destacados de modo puramente empírico (no son términos geológicos, sino populares); sólo después fue establecida, de nuevo de modo empírico, su correspondencia a ciertos estadios de desarrollo de los geosinclinales. En la práctica el geólogo primeramente debe destacar en la región en estudio las formaciones concretas según los indicios enumerados anteriormente y después determinar su correspondencia a las formaciones tipo. En todo caso, *la condición imprescindible es el estudio de cada una de las formaciones dadas en correlación con las contiguas a lo largo de la lateral y la vertical*. Como señalan justamente M. V. Murátov y V. M. Zeisler, «es bastante complicado determinar la pertenencia de una formación concreta a una u otra subdivisión, si la formación se considera separadamente de la fila a que pertenece; al mismo

tiempo el estudio de toda la totalidad de las formaciones, de las filas verticales y laterales, de la forma del cuerpo de una formación concreta y de las leyes regulares de cambio de la composición y constitución de ésta permite establecer la pertenencia de la formación a cierta categoría estructural y sobre esta base realizar el análisis formacional». La correspondencia de los tipos principales de formaciones a ciertos estadios de desarrollo de los elementos estructurales básicos de la corteza terrestre [1]), a nuestro parecer, es la única base correcta para la tipificación y clasificación de las formaciones y garantiza a la ciencia de que no se destaque un número infinito de las formaciones según diferentes combinaciones y proporciones de las rocas constituyentes (por ejemplo, V. I. Popov destaca más que 400(!) formaciones y examina en calidad de formaciones aisladas los paquetes de potencia de unas cuantas decenas de metros).

De esta forma, el autor adopta la posición de concepción amplia de las formaciones como grandes combinaciones naturales de las rocas, compartiendo en este aspecto el punto de vista de V. V. Beloúsov, I. B. Vasoévich, L. B. Rujin y N. B. Strajov. Empero, en la literatura soviética existe también otra concepción, más estrecha, de las formaciones según que éstas tienen un volumen estratigráfico menor y una composición de las totalidades litológicas más homogénea; a esta orientación se atuvieron N. S. Shatski, sus colaboradores y discípulos; está expresada en extremo en las obras de V. I. Popov. Desde las posiciones que adoptamos, semejantes unidades menudas se deben destacar en calidad de *subformaciones* dentro de los límites de las formaciones principales (según N. S. Shatski y sus adeptos, éstas serán respectivamente formaciones y superformaciones). Como ejemplo, entre las formaciones de flysch se distinguen las subformaciones de flysch basto, tobáceo, terrígeno y carbonatado; la formación carbonatada de plataforma está constituida de las subformaciones de las calizas estratiformes, de caliza masiva, de creta, de margas, etc. A título de subformaciones se destacan también las «variantes» climáticas de formaciones aisladas: por ejemplo, en las condiciones de un clima húmedo la formación de molasa inferior puede ser integrada por las subformaciones carbonífera parálica y petrolífera marina mientras que en las condiciones de un clima árido, por la subformación salífera lagunar. I. V. Jvórova propuso llamar *gradaciones* a las subformaciones que se sustituyen una a otra en la fila lateral.

Mientras que las formaciones ocupan enteramente grandes estructuras: inflexiones geosinclinales (miogeosinclinales, eugeosinclinales) y las depresiones de plataforma (sineclisas), que corresponden a cuencas de depósitos sedimentarios aislados, las subformaciones se localizan de acuerdo con las condiciones físico-geográficas y tectónicas, que cambian según la superficie (lateralmente): unas de éstas se disponen en las partes centrales, otras en marginales de las cuencas, y otras se hallan propagadas en las elevaciones contiguas. Como ya se ha señalado anteriormente, la subformación de calizas organógenas se suele desarrollar en las elevaciones; la subformación de arrecife, en los declives de grandes elevaciones o en las bóvedas de los alzamientos más diminutos; la subformación de calizas estratificadas pelitomórficas en las partes axiales de los pandeos; del mismo modo la subformación del flysch basto orla los bordes de las combas de flysch a la vez que la subformación de flysch terrígeno o carbonatado ocupa los terrenos axiales. En la tabla 5 hemos tratado

[1]) En ciertas ocasiones a un mismo estadio de desarrollo de una zona geoestructural dada puede corresponder no una formación, sino dos o tres o, a la inversa, una misma formación puede ser difundida en dos o incluso tres zonas contiguas, pero, como regla general, cada una de las formaciones es característica para cierto estadio de desarrollo de una zona estructural determinada.

Clasificación de las formaciones litológicas (filas tipo

Zonas geoestructurales / Estadios del ciclo tectónico	Plataformas estables		Plataformas activas	
	Clima húmedo	Clima árido	Clima húmedo	Clima árido
Final	Formación del manto glacial Formación carbonífera, límnica, cuarzoso-arenosa, arenácea de caolín	Formación continental de color rojo	Formación de manto glacial con subformación de loes	Formación platobasáltica con subformaciones toleítabasáltica y traquibasáltica (alcalina)
Tardío	Formación carbonífera parálica superior Formación terrígena regresiva marina con las subformaciones: cuarzosa de glauconita, de opokas y arcillas silíceas, de arcillas y arenas polimictas	Formación de color rojo evaporítica	Formación alítica colorada	Formación carbonosa colorada
Medio	Formación carbonosa de plataforma Subformación calcárea de macizos, calcárea estratiforme Subformaciones de creta y margas; de esquistos combustibles, de arcillas y margas bituminosas	Subformación de dolomita y yeso Subformación de escollos de plataforma	Formación carbonífera límnica	Formación colorada carbonosa
Temprano (inicial)	Formación terrígena transgresiva marina con subformación cuarzosa de glauconita Subformación basal de lagunas continentales Subformación carbonífera parálica inferior o límnica de color gris. Subformación de arenas cuarzosas o arcósicas	Subformación salífera lagunar de color rojo Subformación continental de color rojo	Formación de manto glacial	Formación plato-basáltica

de formación de las zonas geoestructurales principales)

Antefosas e inflexiones exteriores (miogeosinclinales)		Inflexiones entre montes e interiores (eugeosinclinales)	
Clima húmedo	Clima árido	Clima húmedo	Clima árido
Formación de molasa superior		Formación terrestre vulcanógena (de pórfido) con subformaciones: tobácea de brechas, ignibrítica, andesítico-basáltica, dacítica de laparitas	
Subformaciones de molasa de fragmentos groseros de color gris, continental y carbonífera límnica Subformación lagunar carbonatado-terrígena	Subformación de molasa continental prefítica colorada de fragmentos groseros	Subformación diatómica lacustre	
Formación de molasa inferior (de schlieren)		Formación lagunar	
Subformaciones de molasa carbonífera parálica y petrolífera marina	Subformación de molasa salífera	Subformación carbonífera límnica	Subformación salífera
Subformación geosinclinal calcárea con las subformaciones cabonatada-terrígenas, de calizas en macizo y de calizas estratiformes Subformación de calizas bituminosas	Subformación de escollos de barrera	Formación de flysch con las subformaciones: de flysch carbonatado, de flysch terrígeo de flysch tobáceo, arcillosa subflyschica, de flysch basto. Está desarrollada también en los miogeosinclinales	Formación porfirítica (andesítica)
Formación aspídica (de esquisto y grauwaca) con las subformaciones carbonífera, y de grauwaca, esquistosa (de argilita), a modo de flysch. En las zonas de arrastre de las plataformas las grauwacas se sustituyen por areniscas cuarzosas y en las de macizos medianos, por areniscas arcósicas		Formación spilito-diabasida-queratofídica con las subformaciones de jaspe, spilito-queratófida y spilito-diabásica	

de indicar no sólo las formaciones principales sino también sus subformaciones más esenciales.

Las formaciones referentes a unos tres distintos grupos entre los principales, es decir, sedimentarias, volcánicas y plutónicas, con frecuencia constituyen también las paragénesis naturales. Así, resultó de amplia difusión la paragénesis de formación de pórfido orogénica terrestre volcanógena con intrusiones de granitoides; era destacada por E. K. Ustiev como *asociación especial, volcano-plutónica*. Semejante asociación está formada por la «formación» de trapps de las plataformas, que comprende la formación efusiva plato-ba-

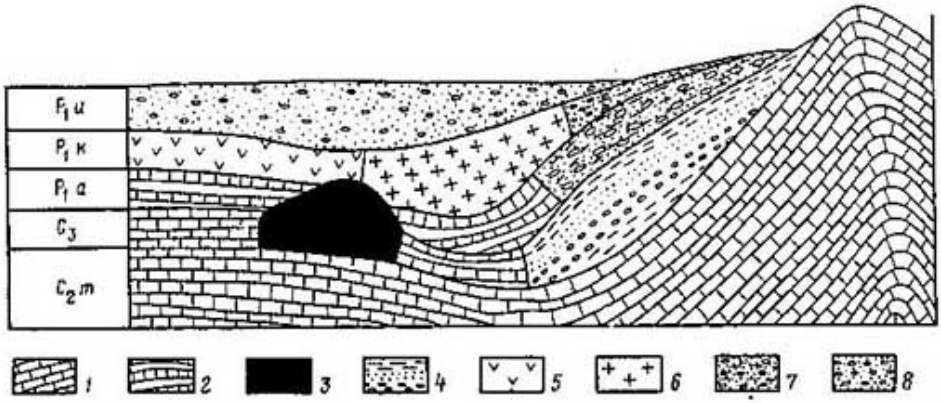


Fig. 50. Correlación de las formaciones de la combadura frontal del antepaís de los Urales (según V. D. Nalivkin, la legenda está cambiada)

1—3 — formación caliza de plataforma: *1* — subformación calcárea estratificada; *2* — subformación de piroesquistos, arcillas y margas bituminosas; *3* — subformación de escollos; *4* — formación de flysch; *5* — formación de evaporita colorada de plataforma; *6* —*7* — formación inferior de molasa; *6* — subformación salífera; *7* — subformación terrígena; *8* — formación superior de molasa (subformación continental colorada de fragmentos groseros)

sáltica y las formaciones intrusivas: diques, sills de diabasas, doleritas, gabro. Con la formación sedimentaria esquistosa (de pizarra) con frecuencia se asocian los sills y diques de diabasas y los mantos de spilitas. Hace tiempo se conoce una «formación» complicada que es de ofiolita y que en esencia también constituye una asociación de rocas de un rango más alto. La especificación de tales *asociaciones* o *superformaciones* debe de recibir todos los derechos de ciudadanía.

La distribución de las formaciones (y subformaciones) en el terreno para estadios separados de los ciclos geológicos se señala en los mapas especiales, de *formaciones* o *mapas paleotectónicos*, donde, además de las formaciones, su muestran también sus potencias y otros indicadores del régimen tectónico de la región.

Junto con los mapas y con las columnas de las formaciones, que ilustran la sucesión de éstas (los ejemplos de semejantes columnas véanse en los caps. VI. y VII), para el análisis de formaciones resulta útil además la construcción de los *cortes de las formaciones* (fig. 50), que representan las interrelaciones espaciales y temporales de las

mismas. En algunas ocasiones se evidencia por ejemplo, que unas zonas más interiores de las regiones geosinclinales aventajaron en su desarrollo a las exteriores y que en las primeras en un lapso de tiempo dado se depositan formaciones más tardías que en las segundas (por ejemplo, la molasa y el flysch en la edad artinskense del Pérmico antiguo en los Urales).

Estas son las principales bases de la aplicación del análisis de formaciones en la geotectónica; ejemplos concretos y la característica de las formaciones aisladas el lector puede encontrar en los capítulos VI y VII, consagrados a las zonas estructurales principales de la corteza terrestre: los geosinclinales y las plataformas. Aquí sólo debemos añadir que, a la par con las formaciones sedimentarias y volcanógenas, el papel de indicadores más importantes del régimen tectónico pertenece a las formaciones intrusivas. Así, ya hace mucho tiempo se conoce que la formación hiperbasítica, así como la formación de ofiolita, en conjunto, son típicas para el fin de los estadios iniciales de desarrollo de las zonas interiores de las regiones geosinclinales; la formación de granitos alcalinos (rapakiwis) para las plataformas, etc. A las formaciones magnéticas es dedicada de modo especial una gran obra monográfica de Yu. A. Kuznetsov (1964).

Para concluir el presente párrafo debemos subrayar que, con la aparición de la doctrina acerca de las formaciones no sólo se obtuvo un nuevo instrumento muy fino de diagnosis de los grandes elementos estructurales de la corteza terrestre y de los estadios de su desarrollo, sino que la propia concepción de estos elementos, de grandes estructuras tectónicas, se llenó de un contenido sustancial, convirtiéndose de una concepción puramente estructural en estructural-material. El contenido de formación de las subdivisiones estructurales, como veremos más adelante, determina en mucho asimismo el carácter de sus deformaciones de fallas y pliegues, es decir, entre la forma y el contenido existe una ligazón bilateral, directa e inversa.

§ 5. Análisis de las soluciones de continuidad y discordancias

Cuando los movimientos tectónicos se desarrollan sobre el fondo de un hundimiento general de la región, los resultados de éstos se fijan en los cambios de las litofacies y potencias por el área y se estudian a base de los métodos del análisis paleotectónico. Cuando estos movimientos se manifiestan en el fondo de una elevación general e ininterrumpida, ellos deforman la superficie terrestre, cambian su relieve y por lo tanto se deben estudiar mediante los métodos geomorfológicos. Empero éstos últimos, como hemos visto más arriba, son vastamente aplicables sólo partiendo del Neógeno y en escala más restringida, a partir del Mesozoico en vista de que las huellas de un relieve más antiguo por lo común se conservan de modo muy incompleto.

Las condiciones singulares se forman en aquellas ocasiones, que no son raras, cuando los hundimientos generales se sustituyen para cierto tiempo por las elevaciones generales y luego de nuevo se reanudan. En el corte geológico, semejante marcha de los sucesos se marca por una interrupción del depósito sedimentario, por un claro en la sucesión de los depósitos, entre tanto en las interrelaciones, en condiciones de yacimiento de las capas existentes antes y después de la pausa, casi siempre se registran distinciones más o menos notables, hasta una brusca falta de correspondencia, que recibió el nombre de *discordancias*. Esto está relacionado con que los cambios en la disposición y orientación de las estructuras, incluso los que suceden con mucha lentitud, durante la pausa parece ser como si se acumulasen y condensasen, confinándose a un mismo plano, de la solución de continuidad.

Una de las ventajas de importancia del método de análisis de las interrupciones y discordancias es que los movimientos y las deformaciones fijados por éste se pueden referir a momentos de tiempo determinados. Otra ventaja consiste en que, con ayuda de este método, se evidencian las fases de desarrollo tectónico más interesantes, críticas, las fases de reestructuración del plano estructural, coincidentes comúnmente con las elevaciones generales y las interrupciones regionales de depósito sedimentario. Para el estudio de la historia de las deformaciones plegantes dicho método es fundamental, por cuanto las discordancias generalmente se establecen con facilidad incluso en afloramientos aislados.

No es fortuito que el análisis de discordancias fuera en esencia el método más antiguo de estudio de la historia de los movimientos de la corteza terrestre. De este método se hizo uso ya Steno al reproducir la historia tectónica de Toscana (véase el cap. I, § 2) y en la primera mitad del siglo XIX A. d'Orbigny y E. de Beaumont sobre la base de la fijación de las discordancias angulares establecidas para aquel entonces en la Europa Occidental, destacaron más que 20 épocas de formación de las cordilleras plegadas. A principios del siglo XX el parte referente a las fases de orogénesis de Norteamérica fue hecho por Eliot Blackwelder y en 1924 Hans Stille elaboró su lista («canón») de las fases de orogénesis, fundada sobre el material universal generalizado. El defecto general de todas estas construcciones es que la reproducción de la historia de los movimientos corticales y, en particular, de la formación de su estructura plicativa según sólo las interrupciones y discordancias conduce a la idea de que esta historia consta de largos períodos de reposo u oscilaciones lentas de la superficie terrestre separadas por las épocas cortas, pero impetuosas, de los intensos movimientos «orogénicos» de carácter universal, es decir, a la concepción de *catastrofismo*, como ya hace tiempo señaló N. S. Shatski. Entretanto, el empleo, junto con el estudio de las pausas y discordancias, del método de análisis de las facies y potencias introducido en la ciencia, como hemos visto, mucho más tarde, permite establecer la larga duración y continuidad de desarrollo de la estructura plegada, la que, sin embargo, tiene sus propios saltos que comúnmente se hacen manifiestos como interrupciones en el depósito sedimentario y discordancias en el yacimiento de capas más jóvenes y más antiguas. De esta forma debemos de nuevo subrayar que al analizar la historia de los movimientos tectónicos es imprescindible utilizar todo el complejo de los métodos de que disponemos. Entre estos últimos un puesto importante pertenece al análisis de las interrupciones y discordancias.

Los fenómenos de soluciones de continuidades y discordancias se pueden analizar confeccionando los mapas de tipos especiales, asimismo al leer los cortes geológicos. Una especie prominente de semejantes mapas son los *mapas paleogeológicos*. Se denominan paleogeológicos porque son los mapas geológicos de la superficie que existía antes de la pausa y en ellos se muestran los afloramientos de las rocas de distinta edad sobre la superficie de interrupción. Puesto que esta superficie se reduce mentalmente a la posición horizontal, por la tanto se aniquila el efecto de todas las deformaciones que tuvieron lugar después de acabada la pausa, desde el momento inicial del depósito de la serie ulterior. Los mapas paleogeológicos se leen del mismo modo que los mapas geológicos corrientes: los afloramientos de rocas más antiguas corresponden a las elevaciones mientras que los campos de desarrollo de sedimentaciones más jóvenes, a las depresiones. Pero estas elevaciones y depresiones pertenecen al plano estructural antiguo sepultado en alto grado bajo sedimentaciones más jóvenes y no pueden ser evidenciadas mediante una cartografía superficial.

Los primeros mapas paleogeológicos para la placa Rusa fueron publicados por N. S. Shatski. Con auxilio del mapa de la superficie predevónica él descubrió una estructura positiva importantísima sepultada en la parte oriental de la placa Rusa, que es la anteclisa del Volga—Ural, a cuyas salientes (bóvedas) aisladas resultaron asociados los reservorios de petróleo de gran escala de esta región. Merced a intensos hundimientos a que era sometido el tramo del río Volga en el paleozoico tardío y el mesozoico, la anteclisa del Volga—Ural no se dibuja de ningún modo en los mapas geológicos ordinarios.

Para el territorio de los EE. UU. una serie de mapas paleogeológicos fue confeccionada por primera vez por A. I. Levorsen que publicó una monografía especial con este respecto, traducida luego al ruso (en 1962). En la introducción es definido de modo muy figurado el valor de los mapas paleogeológicos: «El mapa paleogeológico de una superficie de discordancia es como un rayo de luz que ilumina el pasado y penetra en la historia geológica de un área determinada. El refleja la pausa, el hiato en la marcha consecuente de la historia geológica, la frontera, que con frecuencia significa el final de un suceso natural y el comienzo del siguiente y, por lo tanto, sirve de momento de partida para la investigación».

En efecto para la confección de los mapas paleogeológicos se eligen los niveles estratigráficos que corresponden a las soluciones de continuidad regionales de amplia difusión coincidentes con los límites de los ciclos tectónicos. Así, para la parte europea de la URSS se publicaron en escala de 1 : 5 000 000 y 1 : 2 500 000 los mapas paleogeológicos para las superficies periféricas (superficie del fundamento cristalino), anterior al devónico medio y al triásico superior. El mapa de antes del devónico medio refleja la estructura de la placa Rusa formada a fines del ciclo tectónico caledoniano y el de antes del triásico superior, del final del ciclo herciniano.

En muchos casos es útil trazar en los mapas paleogeológicos las isolíneas de potencia del complejo de antes de la pausa o las isohipsas de la estructura

actual de la superficie derrubiada Los mapas de este último tipo recibieron el nombre *paleogeológicos estructurales*; un mapa semejante fue confeccionado, en particular, por M. G. Agabékov (1963) para el muro del piso de Aktchaguil de Azerbaidzhán, que es regionalmente transgresivo. Mapas análogos se componen para la superficie del fundamento de las plataformas. V. K. Gavrish (1965) propuso, en el ejemplo de la depresión del Dnéper—Donetz, componer mapas de tipo algo diferente, o sea, *geológicos-paleoestructurales*. En estos mapas, sobre la superficie de corte paleogeológico, la que se toma como horizontal, se marcan las isohipsas de estructura del horizonte de camuflaje elegido ya en la serie antecedente o siguiente a la pausa. En tal caso es de importancia, si es necesario y posible, introducir la corrección batimétrica para el declive de fondo de la cuenca el que corresponde a la superficie de discordancia.

Al mirar con más atención las pausas en el depósito sedimentario, es fácil advertir que estas interrupciones se inician y finalizan en

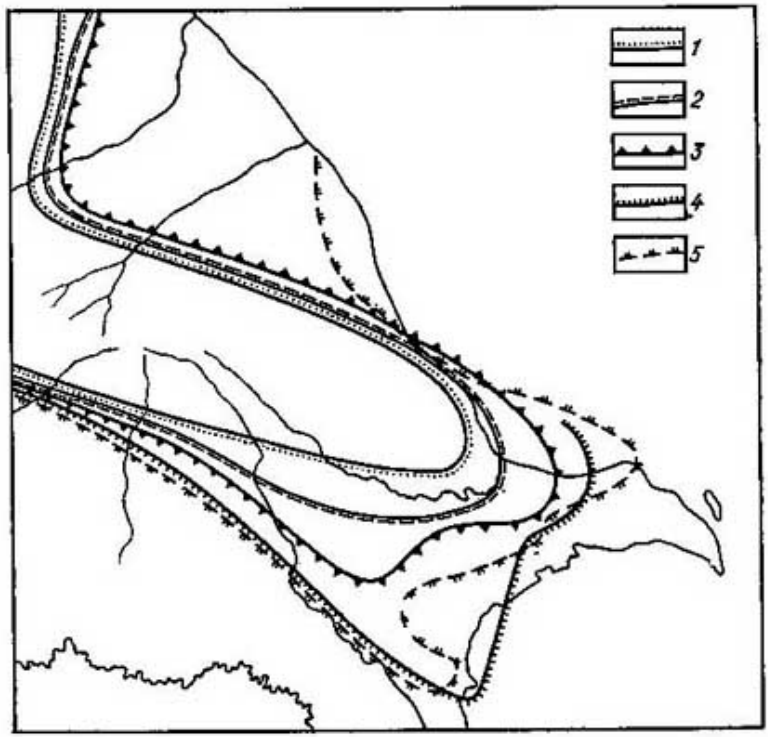


Fig. 51. Mapa de las regresiones de los mares del Plioceno tardío y Antropozoico en la región del Cáucaso Sudeste

Fronteras de difusión: *1* — del piso de akchaguil; *2* — del piso de apsherón; *3* — del piso de Bakú; *4* — horizonte gufurgano; *5* — del piso de Jazar

tiempos distintos en diferentes tramos del territorio en cuestión. Claro está que el mar abandona antes y regresa más tarde a los terrenos sometidos al alzamiento. A la inversa, las condiciones marinas permanecen durante un tiempo más largo y se restablecen más pronto en los terrenos susceptibles al hundimiento. De esta forma, si tra-

zamos sobre el mapa las líneas costeras sucesivas de los mares que se sustituyeron una a otra en el período de regresión (fig. 51) que condujo a la pausa regional o en el período de transgresión que llegó en pos de esta pausa (fig. 52), estas líneas costeras perfilarán los contornos de las elevaciones y pandeos que se desarrollan en la época geológica respectiva.

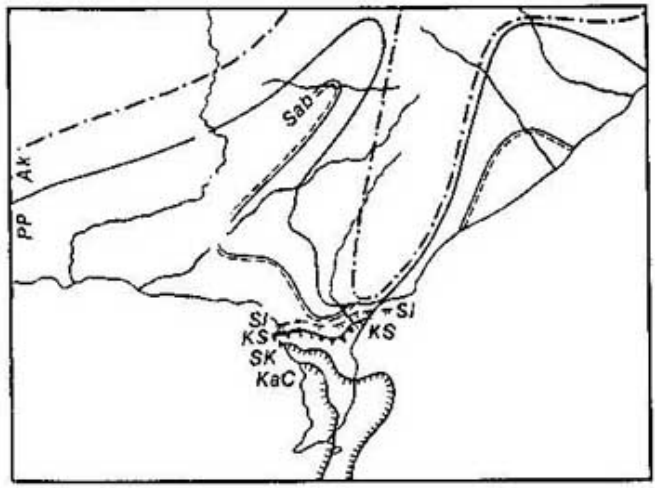


Fig. 52. Mapa de las transgresiones de la cuenca del plioceno medio del Cáucaso Sureste

Líneas costeras de la cuenca: *KaC* — durante el depósito del conjunto kalino de la capa productiva; *SK* — lo mismo, de la serie subkirmakina; *KS* — ídem, del conjunto kirmakino; *SI* — ídem de la «sección» inferior de la capa productiva en conjunto; *Sab* — ídem para la serie sabunchina; *PP* — capa productiva; *Ak* — de la edad de akchaguil

Una idea más clara acerca de las interrelaciones existentes entre las unidades de antes y después de la solución de continuidad la dan los denominados *mapas de contacto* (fig. 53). Los mapas de contacto (de los tipos de superposición, según A. K. Basharin, 1971) sirven de valioso complemento a los mapas de litofacies y potencias por cuanto éstos últimos se confeccionan en esencia para el tiempo de supremacía de los hundimientos y no reflejan el ambiente tectónico que existía en las fases de oscilaciones negativas del nivel marino, cuando los contrastes entre las elevaciones y depresiones de distintas escalas intervienen del modo más patente. También se presenta útil la combinación del mapa paleogeológico con el de transgresión. En un mapa de tipo similar (fig. 54) aparecen con nitidez las interrelaciones de la estructura formada en el antepaís del Cáucaso al finalizar el paleozoico y de la estructura que comenzó a desarrollarse en el Mesozoico (en el Jurásico).

El *análisis de discordancias* también infunde indicaciones de importancia acerca del carácter de los movimientos que tuvieron lugar durante una solución de continuidad en el depósito sedimentario.

La especie más simple de las discordancias es la *paralela, estratigráfica* o *erosiva* (fig. 55, *a*). Como muestra la denominación, lo específico de esta categoría de discordancias es que las capas yacentes por encima de la superficie de pausa quedan paralelas a las capas que se hallan bajo esta superficie. Por consiguiente, tuvo lugar una elevación general del terreno (o un descenso general del nivel del mar) que no fue acompañada de plegamiento. En caso de manifestación

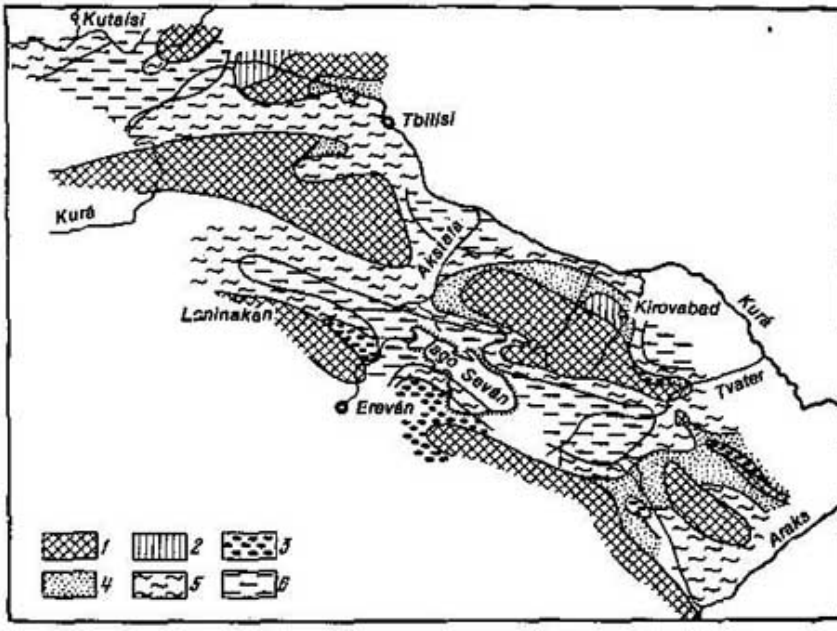


Fig. 53. Condiciones de yacimiento de los depósitos maastríticos del Cáucaso Menor sobre las formaciones subyacentes (según V. V. Tijomírov)

1 — terrenos de elevación y derrubio; *2* — superposición con discordancia angular en los depósitos kmeánicos; *3* — superposición transgresiva sobre las formaciones anteriores a la kampánica; *4* — superposición transgresiva sobre los depósitos kampánicos; *5* — estratificación concordante en los depósitos kampánicos, con las facies cambiadas; *6* — transmutación gradual sin cambiar las facies

universal de una discordancia de dicho género su causa más probable son las oscilaciones eustáticas del nivel oceánico. Dentro de los límites de los propios espacios acuosos oceánicos semejantes discordancias, acompañadas de grandes soluciones de continuidad en la acumulación de los sedimentos también se pueden originar, como mostró la perforación en aguas profundas, sin secar el fondo, bajo la acción de intensas corrientes de fondo. Pero, si una discordancia paralela no es regional sino local, esto puede ser indicio irrefutable del crecimiento de las elevaciones anticlinales suaves de tipo de plataforma que ocasionó el secamiento de sus cúpulas.

Una variedad de la discordancia paralela es la *adyacencia paralela*. Su carácter privativo es que la superficie de solución de conti-

nuidad es bruscamente desigual y que el conjunto de después de la interrupción llena los ahondamientos de capas más antiguas, adosando a éstas y al mismo tiempo perdurando en la yuxtaposición paralela. Para que se engendre precisamente ésta y no una discordancia de contacto plano, hace falta que la elevación (o el descenso del nivel del mar) causante de la pausa en la acumulación sedimentaria, sea

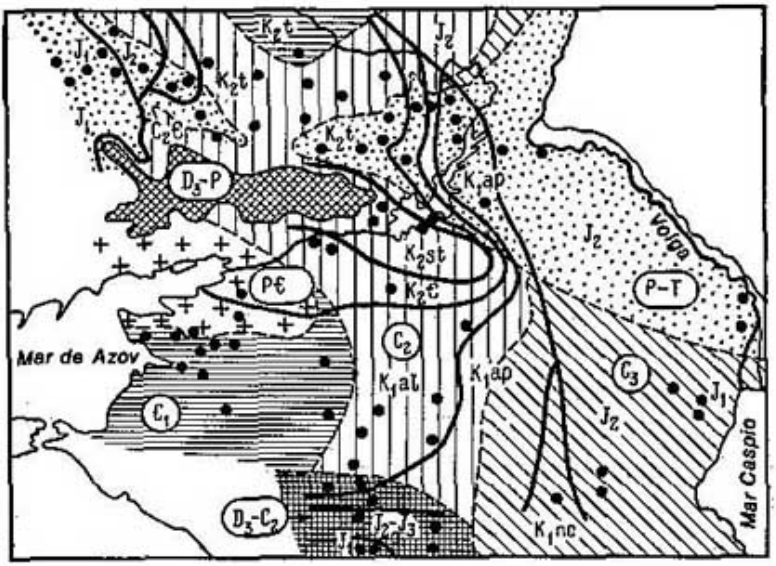


Fig. 54. Esquema paleogeológico de la superficie del basamento y mapa de las transgresiones de las cuencas jurásicas y cretáceas dentro de los límites de la placa epihercíniana del antepaís del Cáucaso

La edad del basamento se indica en rayado con índices en circulitos; la edad de las sedimentaciones en tranagresión, con índices sin círculos

suficientemente notable para poder provocar una incisión considerable de la red erosional a la vez que el hundimiento ulterior (o el acenso del nivel del mar) sea suficientemente rápido para que los accidentes surgidos en el relieve no tuvieran tiempo para ser arrasados por la abrasión.

La profundidad de las incisiones erosionales permite valorar con aproximación la dimensión del alzamiento que ocurrió durante la pausa. Basándose en el material sobre la etapa neotectónica de desarrollo del Cáucaso, E. E. Milanovski estableció empíricamente que la amplitud de elevación comunmente supera 1,5—2 veces a la pro undidad máxima de las incisuras. Empero se debe tener presente que las incisiones erosionales en ciertos casos pueden ligarse no al nivel del océano, sino al nivel de cuencas intracontinentales cerradas. Esto se refiere, en particular, a las incisiones del plioceno medio del tramo del río Volga y Turkmenia (véase más arriba), que son de excepcional profundidad (de hasta 500 m).

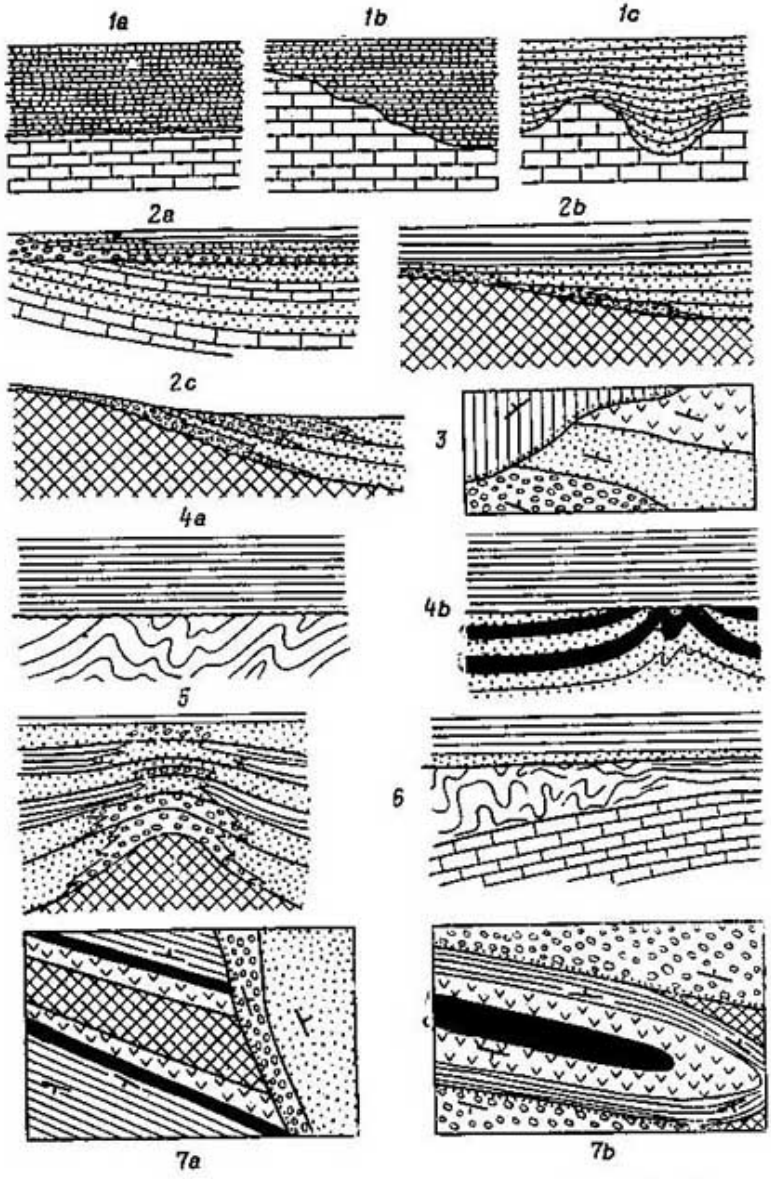


Fig. 55. Especies y variedades de las discordancias

1 — discordancia erosional (de yuxtaposición paralela): *a* — superposición de dirección paralela, *b* — adyacencia paralela, *c* — recubrimiento mantiforme; *2* — discordancias marginales: *a* — recubrimiento transgresivo, *b* — adyacencia transgresiva; *3* — discordancia geográfica (cartográfica); *4* — discordancia angular: *a* — regional, *b* — local; *5* — liscordancia consedimentada (dispersa); *6* — discordancia de deslizamiento subácueo; *7* — discordancia azimutal: *a* — regional, *b* — local (*3* y *7* en el plano; lo restante, en el perfil)

Otro caso particular de la discordancia de yuxtaposición paralela es el *recubrimiento mantiforme*: en oposición a la variedad antecedente, aquí tiene lugar no tanto el llenado por los sedimentos

posinterruptivos en las depresiones erosionales de la serie que precede a la pausa, como el revestimiento, es decir, un depósito inclinado de los sedimentos en los declives de las salientes erosionales. Esta inclinación primaria corrientemente se arrasa muy rápido en la dirección ascendente de la sección y las capas suprayacentes de la serie de después de la pausa (lo mismo que las capas basales apartadas de las salientes sepultadas) ya descansan en dirección paralela a las capas de la masa de origen anterior a la interrupción.

La especie siguiente son las *discordancias marginales*. Se registran a lo largo de los bordes de la cuenca de acumulación sedimentaria, o sea, de la depresión afectada por el movimiento descendente, como resultado de los cambios reiterados de posición de la línea costera, condicionados por las oscilaciones tectónicas generales o (y) las del nivel del mar. Estas discordancias se manifiestan en el adelgazamiento consecutivo y el acuñamiento de horizontes aislados hacia los bordes de la cuenca, cobijando depósitos más jóvenes, no sólo con la interrupción sino también con una inclinación algo menor, hacia depósitos más antiguos. La diversidad de inclinaciones, como regla común, es tan insignificante que una discordancia similar se establece sólo comparando varios afloramientos o (y) perfiles de sondeo alineados a lo largo de un corte transversal con respecto al borde de la cuenca.

Existen algunas variedades de discordancias marginales. Una de ellas es el recubrimiento *transgresivo* (en inglés, «overlap»), que consiste en que el conjunto transgresivo en la dirección del borde de la cuenca yace sobre capas cada vez más antiguas, cortando sucesivamente las cabezas abrasionales de los estratos. Una discordancia semejante se puede formar siendo la interrupción continental de larga duración, y relativamente, rápida la transgresión del mar dando posibilidad a la abrasión de acabar el allanamiento del modelado del relieve.

Otra variedad de la discordancia marginal es la discordancia *transgresiva de contacto inarmónico* (en inglés, «onlap»). Se origina más cerca de la parte central de la cuenca a consecuencia del ensanchamiento gradual de sus contornos con el crecimiento intenso del hundimiento diferencial o el ascenso del nivel del mar. Aquí el período de secamiento es más corto que en el caso precedente, así que la denudación no tiene tiempo para cortar los declives topográficos del borde de la cuenca acondicionados de modo tectónico. Esta especie de discordancia marginal hacia arriba en dirección del alzamiento regional se puede convertir en la especie antecedente y parcialmente combinarse con la misma. De ejemplo de la superposición transgresiva pueden servir las interrelaciones existentes entre la capa productiva del Plioceno medio de Azerbaidzhán Oriental y los depósitos subyacentes del piso póntico; de ejemplo del recubrimiento transgresivo, el carácter de estratificación del piso de akchaguil suprayacente en todas las formaciones más antiguas.

La tercera especie de discordancia marginal es la *adyacencia regresiva* (en inglés, «offlap»), que se caracteriza por la regresión sucesiva de las líneas costeras de mares más jóvenes hacia el centro de la cuenca, debida a la extinción de los movimientos descendentes, al atraso del hundimiento con respecto a la acumulación sedimentaria o al descenso del nivel del mar [1]). En tal caso los

[1]) En los depósitos de agua cerrados, sobre todo en los de tipo de fosa tectónica, el descenso de su nivel puede ser asociado también con un hundimiento tectónico intenso del fondo.

depósitos de menor edad con frecuencia como si fuesen insertados en los de mayor antigüedad, separándose de éstos por un escalón de abrasión; como ejemplo se pueden citar las interrelaciones entre el ponto y el sarmático y las del akchaguil y el ponto a lo largo del litoral noreste del Mar Caspio, así como las de apsherón superior y medio en dirección de su costa oeste. El desarrollo ulterior de este proceso conduce a la disposición de depósitos más antiguos en forma de terrazas por encima de depósitos más jóvenes, lo que se registra corrientemente en el caso de los depósitos marinos cuaternarios.

La adyacencia regresiva se encuentra en la naturaleza muy rara vez en comparación con la transgresiva, lo que se explica por la corta duración de la regresión del mar y por las condiciones menos favorables de conservación de los depósitos regresivos.

Al formarse todas las variedades enumeradas de discordancias marginales, la configuración general de la cuenca puede quedar sin cambios; en tal caso las líneas costeras antiguas y más jóvenes se extienden paralelamente. Pero en el decurso de tiempo geológico la estructura de la cuenca con frecuencia se somete a reestructuración, debido a que los contornos de los mares de épocas más jóvenes resultan ser no paralelos a los de mares más antiguos y los intersecan. En el plano sobre un mapa geológico esto se expresa con que el pie de los depósitos de después de la interrupción hace contacto con diferentes horizontes de los depósitos de antes de la pausa, cortando sucesivamente los límites de estos horizontes. Similar discordancia comúnmente aparece con nitidez sólo en los mapas de escala relativamente pequeña; N. S. Shatski la denominó *discordancia geográfica*, los geólogos franceses le prestaron el nombre de *discordancia cartográfica*. Un buen ejemplo de una discordancia semejante nos lo dan las correlaciones del Devónico y el Paleozoico más antiguo, a lo largo de la periferia sudeste del Escudo Báltico. El pie del devónico, a medida que avanza desde el golfo de Riga hacia el extremo sur del Lago Ladoga, corta sucesivamente los depósitos del silúrico, del ordovicense inferior, medio y superior y por fin yace sobre el cámbrico mientras que en la divisoria de aguas del Ladoga y el Onega, además, sobre el proterozoico. En esta misma dirección cambia también la edad de los depósitos con las que se inicia la sección del devónico: primeramente esto es el devónico medio, después el devónico superior y luego, hacia el noreste, el carbonífero inferior yace inmediatamente sobre la parte superior del precámbrico. Dicha discordancia refleja la reedificación de la estructura de la Placa Rusa, del plano de los movimientos ondulatorios dentro de sus límites al pasar su desarrollo de la etapa caledoniana, del paleozoico antiguo a la herciniana, al paleozoico reciente: el rumbo general de los contornos de las cuencas en la primera etapa era alineado en el sentido casi latitudinal a la vez que el de la segunda etapa era próximo al longitudinal.

El tercer tipo principal de las discordancias es la *discordancia angular*, que se expresa en la inclinación de las capas inferiores y su-

periores al plano de discordancia, la que se registra en afloramientos aislados en las secciones de los pozos o en los perfiles sísmicos y que cede a ser medida por la brújula de minero. Esta discordancia se engendra por el crecimiento de los pliegues antes y durante la pausa continental acondicionada por la manifestación de los movimientos ascendentes o el descenso del nivel del mar, se engendra también a consecuencia de la denudación de las bóvedas de estos pliegues durante la propia pausa. Un nuevo descenso del terreno o un ascenso del nivel del mar ocasiona el recubrimiento de las cabezas derrubiadas de los estratos inclinados por sedimentos más jóvenes que yacen sobre ellas horizontalmente. En lo sucesivo estos depósitos también se pueden someter al plegamiento, pero la diferencia de inclinación entre ellos y las capas subyacentes se conservará.

Las discordancias angulares se pueden dividir en las *regionales y locales*; éstas últimas se manifiestan sólo en las partes de los anticlinales próximas a la bóveda y se extinguen hacia los sinclinales contiguos (por ejemplo, la discordancia entre los pisos de Bakú y apsherón en la parte este de la península de Apsherón). Las discordancias regionales son típicas de las zonas de plegamiento lineal al tiempo que las locales, de las zonas de plegamiento discontinuo.

Cuando el crecimiento de los pliegues va coetáneamente con la acumulación de los sedimentos y no se interrumpe por el alzamiento de sus bóvedas superior al nivel del mar y por el derrubio, en cambio de la discordancia angular se origina la discordancia *dispersa* (*difusión*, consedimentación) que se expresa en el incremento gradual de la inclinación de las capas con la profundidad estratigráfica, junto con el aumento de su potencia desde los anticlinales hacia los sinclinales. Las capas antiguas poseen mayor inclinación en vista de que fueron accionadas largo tiempo por el proceso de orogénesis. Un gradiente de incremento determinado de la potencia corresponde a cierto ángulo de discordancia: así, el cambio de la potencia en 150 m en 1 km corresponde a un aumento de inclinación igual a 10°.

La discordancia difusa no se puede captar en un sólo afloramiento, sino que se evidencia construyendo los perfiles en base a los datos de varios afloramientos o pozos; asimismo aparece en los cortes sísmicos.

La discordancia angular regional, a medida del movimiento hacia el centro de la cuenca sometida al hundimiento, se puede sustituir por discordancias locales (fig. 56). De esta forma, la orogénesis que se opera sobre el fondo de un hundimiento débil interrumpido por la elevación general superior al nivel del mar y de relativa duración, se marca por discordancias angulares de región; con un hundimiento más intenso y une manifestación de elevaciones débil y de corto tiempo tienen lugar las discordancias angulares locales; con un hundimiento ininterrumpido las discordancias angulares suelen ser sólo difusas. El mismo efecto se produce por una oscilación general del nivel del mar sobrepuesta en un hundimiento desigual del fondo de la cuenca.

Como excepción, las discordancias angulares locales pueden surgir también en las condiciones subácueas, sin desecar las bóvedas de los pliegues, debido al deslizamiento bajo el agua de paquetes aislados de las capas a lo largo de los declives de las elevaciones en crecimiento y al cobijamiento directo por sedimentos más jóvenes a las capas más antiguas, que son de mayor inclinación y no son afectadas por deslizamiento (*discordancia subácuea de deslizamiento*).

A semejanza de que, al cambiar el plano de los movimientos ondulatorios, el plano de distribución de grandes estructuras de profundidad aparecen las discordancias geográficas, el cambio de orien-

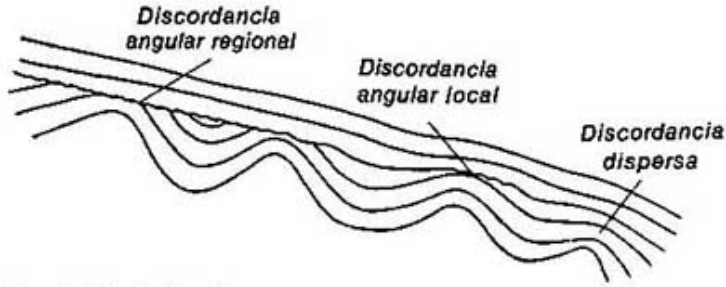


Fig. 56. Transición de las discordancias angulares de región en locales y de las discordancias angulares locales en discordancia dispersa

tación o de rumbo de los pliegues en el proceso de su crecimiento, provoca el engendramiento de las *discordancias acimutales*. Esta especie de discordancia se patentiza en que la disposición de las capas subyacentes y suprayacentes con respecto al plano de discordancia, se distingue no sólo con la magnitud del ángulo de inclinación sino también con el rumbo de la caída. Tiene lugar la superposición de las fases de plegamiento con diversa orientación de los esfuerzos plegantes.

Al sobreponer varias discordancias angulares, estratos más antiguos adquieren una inclinación cada vez más brusca. Pero si en tal caso se registra una discordancia acimutal, esta suma ya tiene carácter algebraico, y al cambiar el rumbo de echado de las capas más que 90° el plegamiento joven como si se descontase de uno más antiguo, a consecuencia de lo que la inclinación reciente, adquirida en el período de formación, disminuye.

Lo que acabamos de decir se refiere a las discordancias acimutales *regionales*. Las discordancias acimutales *de carécter local* se pueden originar incluso sin cambio esencial del plano general (rumbo) de las deformaciones plicativas; para que se formen es suficiente que cambie el grado de ondulación (inclinación) de las charnelas de los pliegues (la superposición de pliegues más cortos sobre unos más largos, y viceversa). Las discordancias acimutales localizadas se observan de modo excepcional en los terrenos periclinales y centroclinales.

La orientación gradual de los ejes de los pligues como resultado del proceso del plegamiento consedimentacional engendra las *dis-*

cordancias acimutales dispersas (A. K. Basharin). Es de presumir que las discordancias geográficas también pueden ser dispersas (las discordancias geográficas dispersas; el ejemplo de la zona renanence adelantado por A. K. Basharin en su artículo pertenece justamente a esta última especie de discordancias).

El grado extremo de manifestación de una discordancia es la *discordancia general, completa* o *estructural.* Se pone de manifiesto en una incoincidencia total del rumbo, de la posición de los ejes, del número y la forma de los pliegues yacentes más alto y más bajo de la superficie de discordancia. Dicha discordancia separa diversos pisos y totalidades estructurales (véase el cap. XII).

De suerte que *diferentes tipos de discordancias son el reflejo de distintas modalidades de movimientos tectónicos y sus combinaciones.* Las discordancias de yuxtaposición paralela se forman como resultado de la manifestación de los movimientos oscilatorios propiamente dichos (oscilaciones eustáticas del nivel oceánico); las discordancias marginales se originan en la frontera de las elevaciones y hundimientos ondulados; las discordancias angulares fijan la formación de los pliegues; las discordancias acimutales y geográficas reflejan el cambio del plano de disposición de los pliegues y las estructuras de profundidad, respectivamente. Todo esto hace del estudio de las discordancias uno de los métodos importantes del análisis histórico-tectónico. Sólo hay que tener presente que junto a las discordancias verdaderas, o sea, *primarias*, se pueden encontrar discordancias falsas, o *secundarias*, surgidas ya después de acabada la acumulación de los sedimentos como consecuencia del plegamiento inarmónico, del diapirismo, del corrimiento de las capas de una inclinación a las de otra, de la penetración de las intrusiones, etc.

No siempre, ni mucho menos, las discordancias y soluciones de continuidad se pueden establecer en base a observaciones directas del campo o del análisis de los resultados de la perforación. En muchos casos se pueden utilizar los indicios indirectos. entoces se trata de las *discordancias ocultas.* Uno de tales indicios indirectos es el cambio abrupto del grado de metamorfismo o incluso sólo de la densidad de las rocas. Además, como señaló E. A. Prozoróvich, el estudio de la densidad de los depósitos puede servir de criterio para establecer el crecimiento consedimentario y postsedimentario de los pliegues. En los perfiles de los pliegues postsedimentacionales las isolíneas de densidad siguen en dirección paralela a los límites estratigráficos, puesto que la carga sobre cada uno de los horizontes en diversas partes del pliegue era la misma a fuerza de la distribución uniforme de las potencias. Por el contrario, en los anticlinales de origen consedimentacional las isolíneas de la densidad intersecan a los límites estratigráficos siendo la inclinación de éstas menor que la de las capas ya que los mismos horizontes estratigráficos, sometidos a carga menor en la bóveda de elevación, se compactan menos que en las alas.

El estudio de las discordancias es de mucha importancia no sólo desde el punto de vista teórico, sino que también desde el práctico. A las discordancias con frecuencia se hallan confinados los yacimientos de bauxita, de minerales oolíticos de hierro, níquel, de petróleo, gas y algunos otros minerales útiles sedimentarios. Con todo esto

el petróleo y gas pueden descansar tanto en las capas de antes de la pausa, cortadas y tapadas por el plano de discordancia, como en los paquetes arenosos basales de las series de después de la pausa, en particular, en las rocas meteorizadas y fisurales de fundamento de las plataformas y en el basamento de la cobertera sedimentaria (véase el cap. VII). Las bauxitas autóctonas, los minerales de níquel en la corteza de meteorización de serpentinas yacen por debajo del plano de discordancia a la vez que las bauxitas resedimentadas y los minerales de hierro, por encima de este plano.

§ 6. Análisis de los cambios litólogo-faciales de las capas sedimentarias en sección vertical y de la periodicidad de su estructura

Una particularidad característica de la estructura de las capas sedimentarias es el cambio de la composición y de la naturaleza facial de las rocas constituyentes en su sección vertical, este cambio se manifiesta en la sustitución de los estratos de una roca por estratos de otra (estratificación) y con frecuencia en la reiteración regular determinada de los estratos de diferentes rocas (variación cíclica, o sea, ritmicidad)[1]). En la base de estos cambios descansa la variación de las condiciones de depósito sedimentario, entre las cuales al régimen tectónico pertenece el papel esencial si no primordial. Por consiguiente, el estudio de la cambiabilidad litólogo-facial de las rocas sedimentarias en la sección vertical, es decir, en el tiempo, puede servir de uno de los métodos de reproducción de la historia de los movimientos tectónicos. Dicho método es en esencia una variedad del análisis de las facies, pero no en la medición del área (para un solo nivel geocronológico), sino que en la de tiempo (para un punto o terreno).

---

[1]) Yu. A. Zhemchúzhnikov y luego por L. N. Botvínkina y N. B. Vasoevich enunciaron la opinión de que el término únicamente admisible para designar el fenómeno descrito es el de cadencia (o periodicidad) de depósito sedimentario, ya que por ritmicidad se entiende no sólo la reiteración de sucesos semejantes, sino una reiteración uniforme, regular dentro de ciertos lapsos de tiempo estrictamente determinados. Por lo visto, Zhemchúzhnikov desconfió de la igual duración de acumulación de los intervalos sedimentarios constituidos de modo parecido. Entretanto, los resultados de radiogeocronometría permiten hablar de que tiene lugar una reiteración precisamente correcta o, en todo caso, próxima a la correcta. De esta manera tenemos derecho con igual razón de hablar sobre la cadencia o ritmicidad del depósito sedimentario (y, respectivamente, de la tectogénesis) y aceptar estos términos como sinónimos. Tampoco son justificadas, desde este punto de vista, las tentativas de dar el nombre de ciclos a los períodos de mayor duración y el de ritmos, a los más frecuentes.

Sin embargo entre las nociones de ciclo y de ritmo existe una diferencia más: los ciclos deben ser de constitución simétrica, es decir, incluir en sí la sucesión sedimentaria tanto transgresiva como regresiva al tiempo que los ritmos pueden ser, además de esto, asimétricos: por lo común les es propio sólo la sucesión transgresiva.

Examinemos más de cerca las causas que condicionan la estratificación y periodicidad de las rocas sedimentarias. La distribución de diferentes tipos de sedimentos sobre el fondo del depósito acuático, registrada en cada momento dado del tiempo es una función de varios factores:

1) las dimensiones y altura de la tierra firme que alimenta la cuenca con el material originario; 2) la intensidad relativa de los procesos de meteorización física y química en la región de denudación; 3) el carácter de los agentes de traslado de los productos de meteorización y denudación de la tierra emergida hacia la cuenca de depósito sedimentario; 4) la posición de la línea costera y la distribución de las profundidades en la cuenca; 5) la temperatura, la salinidad, el régimen de gas, la actividad hidrodinámica de las aguas de la propia cuenca. Con todo esto los factores primero y cuarto son condicionados en lo fundamental por la tectónica mientras que el resto, principalmente por el clima. Entre tanto hay serias razones para suponer que los cambios tectónicos y climáticos transcurren conjugados y no independientes entre sí (véase más abajo).

Los cambios del régimen tectónico suelen ser de diverso carácter y por eso pueden influir de modo distinto sobre la composición de los sedimentos.

1) *Los movimientos oscilatorios principalmente dichos* (*oscilaciones generales, eustáticas*) determinan el ascenso o descenso del nivel del mar, que acarrea tras sí el reemplazo de la frontera de las regiones de derrubio y acumulación, en particular, de la línea costera de los mares y lagos, que conduce a su vez al desplazamiento de las zonas faciales. Además, el ascenso del nivel del mar significa el alzamiento de la base de erosión y, como consecuencia, trae aparejada la disminución de la capacidad de los ríos para transportar; el descenso del nivel del mar tiene consecuencias opuestas. Como resultado, con los movimientos positivos del nivel del mar las zonas faciales se trasladan en dirección de la tierra firme y los depósitos groseros y de aguas someras se recubren por los finos y de aguas profundas; al mismo tiempo del espectro granulométrico pueden desaparecer las diferencias bastas, por ejemplo, los guijarrales o arenas de grano grueso; por el contrario, las franjas de difusión de los sedimentos de granulación fina químio-biogénicos se amplían. Los desplazamientos negativos del nivel del mar ocasionan cambios opuestos en la composición y distribución de los sedimentos (fig. 57, *a*).

2. *El cambio de la velocidad de los movimientos ascendentes en la región de derrubio* conduce al aumento (en caso de un incremento de esta velocidad) o a la disminución (en caso de su decrecimiento) del avance del material detrítico a la cuenca y, sobre todo, se refleja en el contenido de las fracciones más groseras; con motivo de la disminución de la velocidad de elevaciones, inferior a cierto límite, el avance de guijarros e incluso material arenoso puede cesar, lo que trae consigo el acuñamiento de zonas faciales (véase la fig. 57, *b*). La desaceleración de los movimientos ascendentes favorece a la meteoriza-

ción química y, por consiguiente, aumenta la proporción de las sustancias disueltas en el balance del material arrastrado desde la tierra firme hacia el depósito de acumulación y hace ensancharse el área de depósito de los sedimentos quimio-biogénicos. La composición de

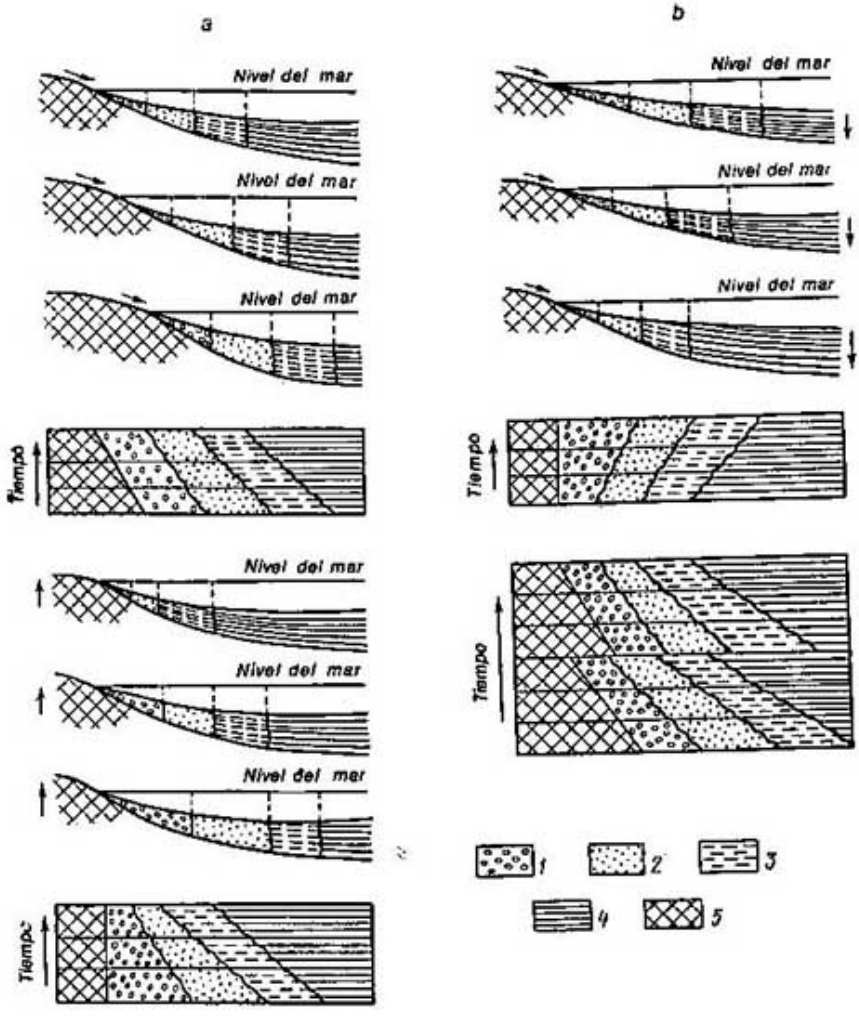


Fig. 57. Influencia de los movimientos tectónicos ejercida sobre el cambio de la composición de los sedimentos en el corte vertical:

a — a consecuencia de las oscilaciones generales del nivel del mar, *b* — variaciones de la velocidad de los movimientos ascendentes de la tierra firme, *c* — variaciones de la velocidad de los movimientos descendentes del terreno de acumulación, *d* — al superponer las oscilaciones, bruscas sobre las variaciones suaves de la posición y del ancho de las zonas faciales *1* — guijarrales; *2* — arenas; *3* — arcillas; *4* — sedimentos de origen químico; *5* — terrenos de derrubio

las rocas terrígenas se enriquece con minerales resistentes a la meteorización química y con los productos de alteración de los minerales inestables, en particular, con los minerales de grupo de las arcillas.

3. *El cambio de velocidad de los movimientos ondulatorios descendentes en la región de acumulación* tiene como consecuencia la variación de la profundidad y capacidad de las cuencas, sobre todo, de sus zonas del shelf, que yacen por encima de la base de acción de las ondas. El aumento de la velocidad de encorvamiento del fondo suscita el estrechamiento de las zonas litofaciales mientras que la disminución de dicha velocidad, la ampliación de éstas últimas. De acuerdo con este criterio, las zonas litofaciales se desplazan ya en dirección de la tierra firme, ya en la dirección opuesta (véase la fig. 57, *c*). Además, con la intensificación del hundimiento del fondo de la cuenca se empeora la selección del material y crece la diversidad de la composición mineralógica de los sedimentos; el aminoramiento de la sumersión provoca cambios contrarios.

En realidad los tres factores actúan de modo simultáneo y conjugado y los cambios de la composición de los sedimentos en sección vertical es el resultado de su influencia sumaria. Con esto, los movimientos ondulatorios están en desarrollo dirigido y de larga duración, la relación de las velocidades de ascenso de la tierra emergida y de sumersión del fondo de la cuenca cambia con relativa lentitud al tiempo que los movimientos oscilatorios se realizan relativamente rápido. Aparte de esto, se debe tener presente que los cambios bruscos en la relación entre los movimientos de la tierra firme y el fondo de la cuenca verosímilmente son sincrónicos a las oscilaciones generales. Por lo tanto, *la estratificación fina y la corta periodicidad están relacionadas en gran medida con los movimientos oscilatorios a la vez que la cadencia de período prolongado, con el cambio de la correlación entre las elevaciones y hundimientos.* Entre tanto, los movimientos ondulatorios se efectúan ininterrumpidamente y los oscilatorios, de modo discontinuo. Por eso el cambio suave (migratorio según N. B. Vasoevich) de la composición en dirección vertical se sustituye periódicamente por el cambio brusco (de mutación según N. B. Vasoevich) como esto se muestra en la fig. 57. Esta cuestión fue expuesta con más detalle hace poco tiempo por I. A. Vilzan (1969), que mostró el valor primordial del factor oscilatorio (de mutación) en la formación de la estratificación elemental, suponiendo, igual que el autor de este libro, que el factor migratorio se empieza a manifestar ya al formarse capas múltiples (ciclos, ritmos, véase más abajo) de orden más alto (véase la fig. 58).

En las condiciones concretas de las zonas de distintos regímenes tectónicos el papel relativo de cada uno de los factores enumerados también es variado. *Dentro de los límites* de las regiones estables tectónicamente, o sea, *plataformas*, donde la velocidad y el contraste de las elevaciones y hundimientos ondulatorios no son grandes, *en la formación de la estratificación y periodicidad las oscilaciones generales tienen importancia fundamental*, ya que en condiciones de un relieve plano, propio de estas regiones, incluso una elevación o descenso relativamente pequeño del nivel del mar pueden provocar desplazamientos notables de la línea costera y cambios bruscos del

area de los terrenos de derrubio y acumulación. De ejemplo puede servir la reducción del espacio acuoso del Caspio del Norte, debida al reciente descenso de 2 m del nivel de este depósito de agua. Y, al revés, *en las fajas activas de la corteza terrestre*, en particular, en los geosinclinales, donde los alzamientos y descensos son de gran velocidad y donde las zonas de manifestación de los movimientos de signo

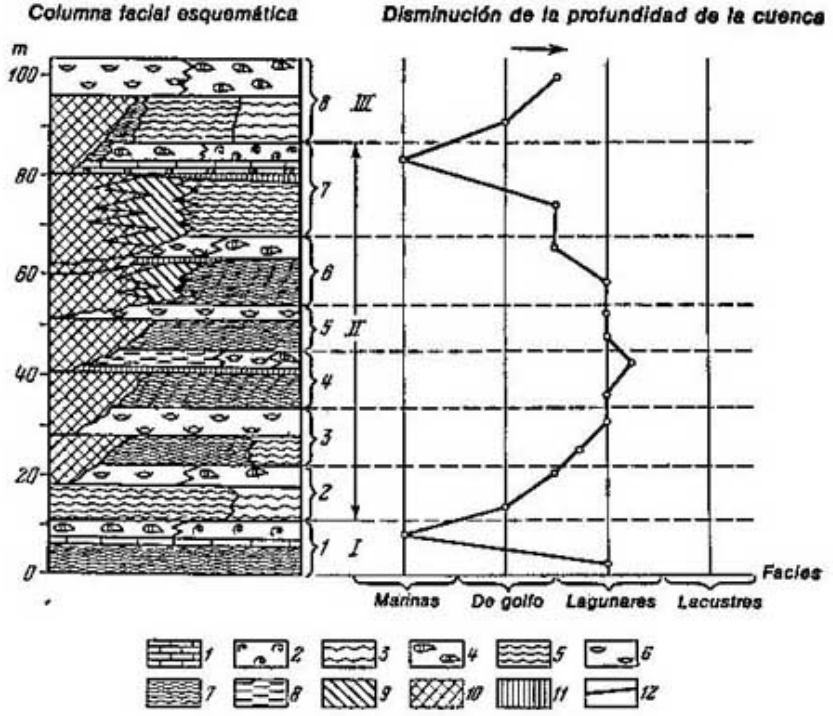


Fig. 58. Oscilaciones del nivel del mar durante el acopio de un ciclo de la formación carbonífera parálica (según A. P. Feofílova)

1 — cienos carbonosos marinos (calizas); *2* — cienos arcillosos marinos; *3* — sedimentaciones de los litorales marinos, con preponderancia aleuríticos; *4* — depósitos arcillosos-aleuríticos de los golfos; *5* — depósitos arenosos-aleuríticos de la parte litoral de los golfos; *6* — depósitos arcillosos-aleuríticos de las lagunas; *7* — depósitos arenosos-aleuríticos del litoral lagunar; *8* — depósitos arcillosos-arenáceos de los lagos; *9* — acarreo fluvial de arenas al golfo — laguna; *10* — depósitos de los cauces y valles de crecida fluviales, preponderantemente arenáceos; *11* — depósitos aleuríticos de las aguas estancadas y de los pantanos; *12* — depósitos de las turberas (estrato de carbón)

contrario por lo común son separadas por fallas, que hacen las fronteras de estas zonas muy estables en el tiempo, precisamente *las variaciones de la velocidad de elevaciones y hundimientos juegan el papel principal en la formación de la cadencia* y, posiblemente, de los pliegues.

Un influjo esencial sobre el grado de la reflexión de los movimientos oscilatorios y de ondulación en la alteración de los sedimentos en sección vertical lo tienen dos circunstancias más: la profundidad de la cuenca (dependiente a su vez de la correlación entre los alzamien-

tos y sumersiones) y la potencia de las sedimentaciones (dependiente de la intensidad de hundimiento). En los depósitos de agua incluso una desaceleración insignificante de los hundimientos trae consigo una intensificación (con la disminución de la profundidad) o debilitamiento notable (con el aumento de la profundidad) de la actividad de las olas y, por la tanto, las alteraciones adecuadas de la granulometría (dimensión de los granos) de los sedimentos. El intenso oleaje (ni hablar de la desecación) ocasiona el derrubio de los sedimentos ya depositados y es por eso que en las capas de aguas someras abundan las huellas de las soluciones de continuidad del depósito sedimentario. Durante estas pausas se aniquilan en alto grado las partes superiores, regresivas de los ciclos. En las cuencas profundas, en sus partes centrales, la variación de la profundidad del fondo en varios (incluso decenas y centenas) de metros, en la práctica no puede desempeñar gran papel, así que dentro del marco de estas zonas se forman con frecuencia sedimentos monótonos, desprovistos de una periodicidad y estratificación notable. Para semejantes cuencas sobre todo para los océanos, un factor esencial en la formación de los estratos son los cambios climáticos, en particular, la variación de la temperatura de las aguas superficiales, modificadora de la composición y productividad del planctón. Pero en algunos casos la composición de los sedimentos de las cuencas de aguas profundas cambia periódicamente bajo el influjo del aumento o disminución de la velocidad de elevación de la región de derrubio y la disminución correspondiente del avance, hacia la zona litoral, del material de fragmentos gruesos, que a continuación es trasladado a gran profundidad por los torrentes turbios. De esta forma, *el depósito sedimentario de las cuencas de aguas someras* (o sea, la mayoría de los depósitos de agua propios de la plataforma) *está más influido por el cambio de la velocidad de hundimiento del fondo de la propia cuenca, en tanto que el depósito sedimentario de las cuencas de aguas profundas, lo está por la intensificación o debilitamiento de los movimientos ascendentes a la largo de su periferia.*

En cuanto a la potencia de los sedimentos, su aumento favorece a la fijación de los cambios del régimen tectónico, incluso insignificantes, y, por consiguiente, de corto período, mientras que en las series sedimentarias de poca potencia se reflejan sólo los cambios de período relativamente largo.

Y bien, las capas sedimentarias, las formaciones litológicas, que se originan en diferentes terrenos geoestructurales y con el régimen tectónico variado, poseen, como ya se ha señalado en el § 3 del presente capítulo, distinta constitución, así como un carácter diferente de interestratificación de las rocas que las integran, en relación con las condiciones diferentes de fijación de los movimientos oscilatorios y de cambio de la velocidad de los movimientos ondulatorios. *Un ambiente geológico concreto*, según dice el geólogo suizo E. Wegmann, *como si sirviese de filtro que deja pasar las oscilaciones de un orden, pero no las de otros.*

Condiciones singularmente favorables para registrar los movimientos oscilatorios se crean en las llanuras litorales suaves, inundadas periódicamente por el mar y que en condiciones de un clima húmedo con frecuencia sirven de lugar de depósito de las capas carboníferas. Por esta razón tales formaciones carboníferas parálicas dan ejemplos de excepcional claridad respecto a la periodicidad, o sea, de la reiteración correcta, en la sección de capas sedimentarias, de una sucesión limitada y determinada de estratos de diferente composición litológica.

La parte inferior de los ciclos de formaciones carboníferas se origina en las condiciones continentales, en un ambiente de descenso sucesivo de la tierra firme; los carbones cobran forma en los esteros litorales, que ya están casi a nivel del mar. La parte del ciclo que está por encima del carbón se presenta preponderantemente como sedimentos marinos (en capas parálicas) o lacustres (en capas límnicas, intracontinentales), con todo, el nivel de la cuenca sigue ascendiendo. Sólo la parte superior del ciclo, que no siempre existe corresponde a la fase del descenso de las aguas del depósito; en otros casos, este hemiciclo regresivo queda arrasado por el derrubio, que tuvo lugar antes de que comenzara a sedimentar cada ciclo siguiente y que fue provocado por un descenso brusco del nivel del mar. Puesto que el nivel hipsométrico de acumulación de miembros aislados del ciclo de las capas carboníferas es bien conocido, con relativa facilidad se puede construir la curva de oscilaciones del nivel del mar para el período de acumulación de un ciclo (fig. 58).

La potencia de ciclos aislados (ciclotemas) de las capas carboníferas se mide medianamente en unas pocas decenas de metros. Al determinar el número sumario de los ciclos en una capa carbonífera dada y al establecer la duración aproximada de su depósito por la escala geocronológica absoluta, se puede calcular el tiempo de formación de un ciclo, que es aproximadamente igual a unas cuantas decenas de milenios.

A la par con los ciclotemas básicos de duración señalada más arriba, en la capa carbonífera del Donetz (la parte superior del viseano—el piso moscovita) A. P. Feofílova y M. L. Levenstein establecieron una manifestación de la periodicidad de seis órdenes más. Los ciclos más eminentes corresponden a los subsistemas (C_1, C_2); los siguientes, a los pisos, después a los subpisos, a las series, a las partes de las series; éstas últimas ya se componen por ciclotemas «Básicas»; por fin, sobre el fondo de estos ciclotemas se reconocen unos más menudos, que, al parecer, ya son propios de la formación de flysch.

La posibilidad de determinar con más exactitud el tiempo de formación de ciclos aislados se presenta rara vez en las masas salíferas debido al desarrollo en ellas de una estratificación anual (relacionada con la modificación de la composición o estructura de la sal en la estación cálida y fría o con el aumento del suministro de los sedimentos terrígenos a la cuenca en primavera). Así, el tiempo de formación de un ciclo de la masa salífera del teschen germánico es definido en 56 mil años (G. D. Richter-Bernburg).

Para el tiempo presente está bien estudiada también la periodicidad (ritmicidad) de las formaciones de flysches establecida por primera vez pór N. B. Vasoevich (fig. 59). El flysch se origina en los pandeos geosinclinales estrechos (decenas de kilómetros) y largos (centenas de kilómetros), con frecuencia limitados por fallas de profundidad.

La relación existente entre las pilas de flysch y las que no lo son, desarrolladas a lo largo de la periferia de los pandeos de flysch, en particular, con los arrecifes calcáreos; la presencia en el flysch de bloques «exóticos», que resbalaron desde las elevaciones vecinas por el fondo a decenas de kilómetros, y algunos otros indicios, testimonian que la formación del flysch era de aguas profundas [1]). Las are-

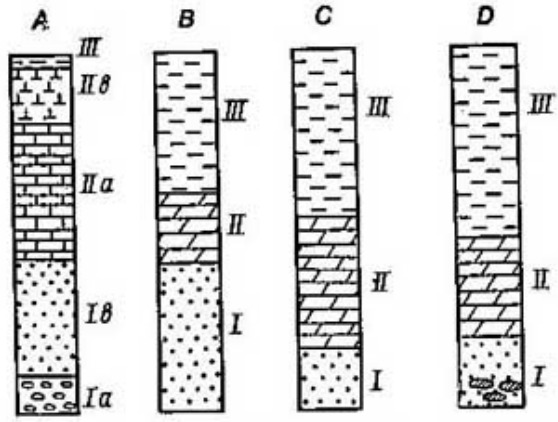


Fig. 59. Esquemas de constitución de los ritmos de flysch

A. Turonense superior del Cáucaso Sudeste (según N. B. Vasoevich): Ia — gravelita; Ib — arenisca de grano menudo y fino o (con más frecuencia) caliza arenácea; IIa — caliza margosa; IIb — marga algo más oscura o arcilla margosa; III — arcilla verde, grasa, que no tiene calcitas. *B*. Senonense superior de los Cárpatos Orientales (según Yu. M. Pushcharovski): I — arenisca calcárea con jerogilficos; II — marga gris con fucoideos; III — argilita gris oscura. *C*. Carbonífero superior de los Urales del Sur (según Yu. M. Pushcharovski): I — arenisca calcárea; II — marga; III — argilita calcárea gris oscura. *D*. Piso sakmárido de los Urales del Sur (según A. I. Osipova): I — arenisca calcárea; II — marga; III — argilita calcárea gris oscura

niscas y a veces gravelitas, yacentes al pie de los ciclotemas y derrubiadas en los depósitos subyacentes tienen que ver con la caída periódica, a la parte profunda del pandeo, del material de fragmentos groseros, acumulado dentro del marco del shelf. Los torrentes turbios surgieron a consecuencia de una brusca intensificación de la erosión en la zona de derrubio y debido al aumento adecuado del aporte del material detrítico a la cuenca por los ríos; a su vez esto debe de ser consecuencia de la activización de las elevaciones en los terrenos geosinclinales. Por otra parte, un efecto análogo lo puede causar la sobrecarga periódica del shelf por el material detrítico. Las fluctuaciones del nivel del mar y la variación de la profundidad del fondo como consecuencia del aumento o disminución de la velocidad de hundimiento del mismo no pudieron tener importancia esencial para las cuencas de aguas profundas de género semejante.

En las capas de flysch se registran ciclotemas en gran parte de tres órdenes con la potencia de 2—12 cm (flysch de ritmo fino), de 15—40 cm (flysch de ritmo medio) y de 60—150 cm (flysch de gran ritmo); el tiempo de formación se determina respectivamente en

[1]) No todos los investigadores comparten esta opinión.

0,45—0,65; 1,7—2,7; 7—9 mil años (S. L. Afanásiev). Si una serie de flysch dada es de ritmo menudo, esto no significa, ni mucho menos, que en ella no se registra una ritmicidad mayor; ésta última sólo se

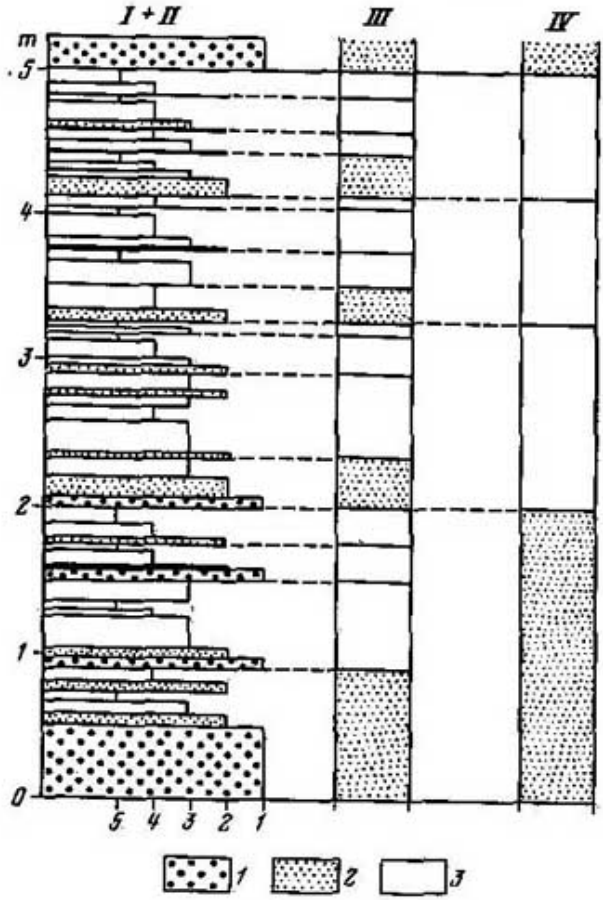


Fig. 60. Unión de los ritmos de flysch de orden inferior (I, II) en los ritmos de orden superior (III, IV)
1 — arenas; 2 — aleurolitas; 3 — pelitas

manifiesta con menos intensidad. Se patentiza en que de un ritmo a otro cambia, según una ley regular, la correlación de componentes aislados: decrece la potencia de los primeros elementos, crece la potencia del resto de dicho ritmo; tras 3—5 ritmos seguidos de orden más bajo estos cambios se repiten reflejando una periodicidad de un orden más alto (fig. 60). Un cuadro semejante se observa también para los ciclos de las capas carboníferas (véase la fig. 58). De esta forma, *los ciclos (ritmos) aislados de orden inferior sólo son estadios (fases) de ciclos de orden superior*. Este postulado es de extrema importancia y al mismo volveremos en adelante.

A la par con los tres órdenes mencionados de los ritmos (funda-

mentales), S. L. Afanásiev descubrió en el flysch tres ritmos más, de órdenes superiores (IV—VI) de la potencia de 2,5—3,5; 10—15; 40—60 m y del período de formación de 25—35, 100—150, 400—600 mil años. La periodicidad de dichos órdenes se expresa en la alternación de los paquetes en que predominan aleurobitas y calizas clásticas y de paquetes constituidos en lo fundamental por margas. Los ritmos de flysch del orden IV corresponden aproximadamente a ciclotemas de capas salíferas mientras que los ritmos de los órdenes V y VI, a los de capas carboníferas (según S. A. Afanásiev).

En los depósitos de flysch (o de transición del flysch a la molasa inferior) del devónico inferior—medio y en las formaciones de molasa inferior del ordovícico del Altai Montañoso I. A. Vilzan también estableció una manifestación de una periodicidad de seis—siete órdenes (fig. 61); cada ritmo de orden superior comprende un número determinado de ritmos de orden inferior (como promedio 3—5). Esto dio a I. A. Vilzan la posibilidad, después de determinar el tiempo de formación de los ritmos elementales, que resultaron ser de 3000 años (lo que se aproxima a las cifras obtenidas por N. B. Vasoevich y V. E. Jain para el flysch caucásico del cretáceo superior), de apreciar el tiempo de acumulación y de los ritmos de orden superior; los valores conseguidos resultaron cercanos a los indicados en la tabla 6.

La constitución cíclica fue descubierta asimismo en varias formaciones de molasa, por primera vez en la capa productiva del plioceno medio de Azerbaidzhán (M. V. Abramóvich, 1925). Actualmente está bien estudiada en la URSS (I. I. Potápov, A. D. Sultánov y A. B. Vistelius). En el corte de la capa productiva se hallan evidenciados los ciclos de período de 1,5 millones de años, de 700—800 mil años, 60—70 mil años, 10—20 mil años. Los tres últimos órdenes de los ciclos son próximos, por su dimensión, a los ciclos de flysch de los órdenes IV—VI, según S. L. Afanásiev.

La constitución cíclica está demostrada también para otras formaciones de molasa, incluyendo la clásica molasa del oligoceno—mioceno de Suiza, las molasas del neógeno—cuaternario de Ferganá, etc. Además, resultaron ser constituidas de modo cíclico muchas otras formaciones terrígenas, tanto de plataforma (el devónico del destrito del Volga—Ural, el pérmico superior de la región este del Volga y del antepaís de los Urales, el rético y el liásico de Suiza, el liásico de la RFA y de Jura suiza, el jurásico medio del Emba, el «veld» de Inglaterra Sureste, el eoceno de la cuenca anglo—parisiense, los depósitos terciarios del litoral de golfo de México, etc.) como geosinclinales (el jurásico medio del Cáucaso Este, que es una formación aspídica); el carbonífero inferior de las Montañas Esquistosas del Rhin), así como también las formaciones carbonatadas, en lo fundamental de plataforma (el carbonífero medio y los depósitos superiores de Kazán en la región del Volga, el pérmico de Kansas, el triásico medio en el noroeste de la RFA, el titónico de Jura Suiza, etc.) y geosinclinales (el cretácico superior de Dagestán). Esto permi-

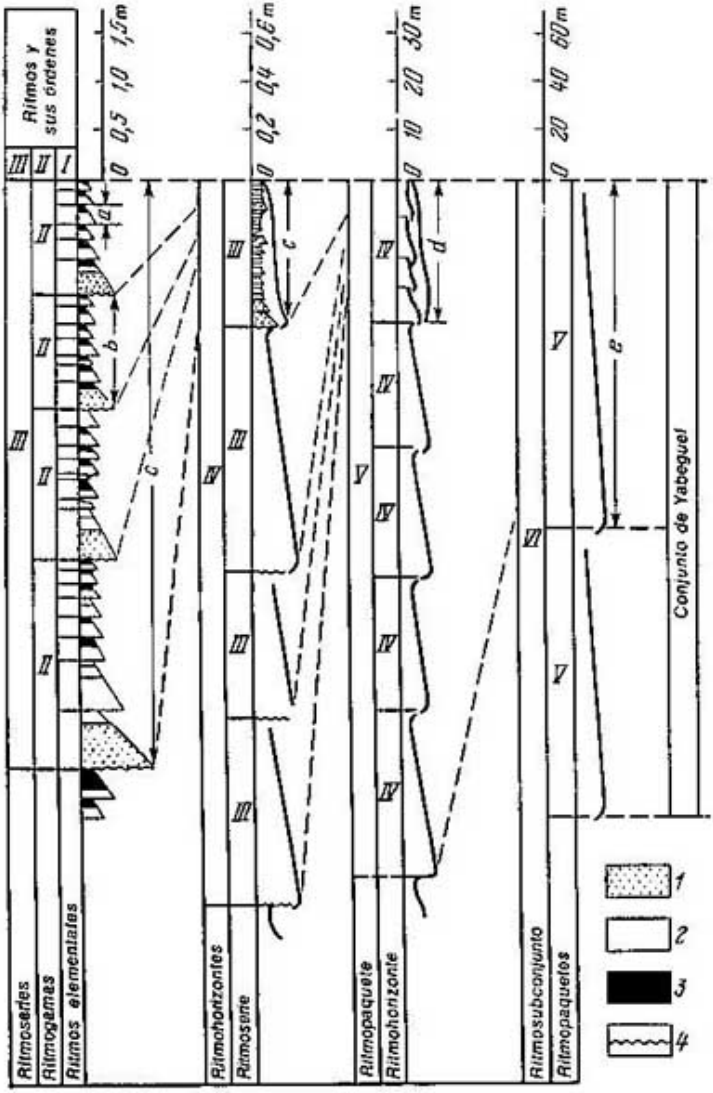


Fig. 61. Correlación de los ritmos de órdenes I—IV en los depósitos del ordovícico superior (formación de molasa superior), el Altai Montañoso (según I. A. Vilzan)

1 — arenisca; *2* — aleurolita, aleurolita arenosa; *3* — aleurolita arcillosa; *4* — contacto con el derrubio; *a* — ritmo elemental, *b* — ritmo gama, *c* — ritmo serie, *d* — ritmo horizonte, *e* — ritmo paquete

te hablar de la *importancia universal del carácter cíclico del depósito sedimentario, el que se manifiesta en todos los tipos de las formaciones litológicas.*

A la par con los ciclos de período relativamente corto en los varios ejemplos enumerados, se evidencian los ciclos correspondientes a los subpisos (el jurásico medio del Cáucaso Este y del antepaís del Cáucaso, el cretácico inferior del Cáucaso Noroeste), a los pisos (el carbonífero de las regiones centrales de la plataforma Rusa, los depósitos terciarios del litoral septentrional del Golfo Mexicano, el eocénico de la cuenca Anglo—Parisiense) y a las series (el jurásico—paleogeno de la depresión llana de Siberia Oeste) de la escala estratigráfica con los períodos respectivos de 1,5—3,4—6,35—40 millones de años. Este enlace entre la escala estratigráfica y el carácter cíclico de depósito sedimentario es sumamente natural, ya que la escala estratigráfica ahora existente fue fundada de modo empírico para el empleo de las fronteras naturales que separan paquetes aislados de capas, originadas por la manifestación de movimientos oscilatorios de orden variado. La sustitución de la fauna es motivada, a fin de cuentas, por las mismas causas (la variación de las condiciones físico—geográficas y, vale decir, del ambiente tectónico que el cambio de la composición litológica de los sedimentos.

Los ciclos de 35—40 millones de años de duración son al mismo tiempo las olas que sustituyen una a otra las grandes transgresiones y regresiones, a las cuales N. M. Strajov atribuye importancia primordial en la periodicidad del depósito sedimentario. A ellos corresponden las filas formacionales pequeñas (series sedimentarias, según la concepción de V. P. Kazarinov). Entre tanto, estos ciclos representan en sí estadios aislados de ciclos tectónicos más grandes (150—200 millones de años) tales como son el caledoniano, el herciniano, el alpino, los que se acaban con las épocas planetarias de orogénesis y predominio de la tierra firme (las llamadas épocas geocráticas, contrapuestas a las talasocráticas, en que predominan las condiciones marinas). Las filas formacionales básicas (véanse los capítulos VI y VII) corresponden precisamente a estos ciclos. En resumen, la ampliación de nuestros conocimientos acerca de la historia precámbrica de la Tierra nos permitió evidenciar ciclos de orden aun mayor (450—500 millones de años).

Una ley regular de gran importancia fue fundamentada por I. A. Vilzan (1969): *la duración de las pausas en la frontera entre los ciclos (ritmos) es proporcional al orden de los mismos ciclos.* A esto se debe añadir que el *carácter* de las discordancias registradas en el pie *cambia al pasar de los ciclos de orden inferior a los de orden superior:* de las discordancias de yuxtaposición paralela a las geográficas, locales y, por fin, a las discordancias regionales angulares y estructurales generales.

Otra ley de interés fue advertida por Yu. P. Smirnov (1947) en el ejemplo del cretácico superior de Daguestán: *cuanto más grandes son los ciclos, tanto más evidente es la simetría de constitución,*

Tabla 6

Cadencia de los procesos geológicos
(fue confeccionado teniendo en cuenta los datos de S. L. Afanásiev e I. A. Vilzan)

Orden del ciclo	Duración del ciclo en años (entre paréntesis la potencia en los geosinclinales, según I. A. Vilzan)	Equivalentes estratigráficos	Períodos tectónicos	Reflejo en el depósito sedimentario	Reflejo en la geomorfogénesis	Otros fenómenos geológicos	Fenómenos astronómicos correlativos
1	$500—600 \cdot 10^6$	Supergrupos	Megaciclos	Series de las filas de formación			
2	$150—200 \cdot 10^6$	Grupos	Ciclos	Filas de formación			Semiperíodos orbitales del Sistema Solar por la órbita galáctica
3	$30—60 \cdot 10^6$	Sistemas	Subciclos	Formaciones y sus filas pequeñas			Semiperíodos de intersección por el Sistema Solar al plano de la Galaxia
4	$10—20 \cdot 10^6$ (2000—3000 m)	Series	Epocas	Subformaciones	Superficies de nivelación		
5	$4—7{,}5 \cdot 10^6$ (500—800 m)	Pisos (conjuntos)	Fases				
6	$1{,}5—2 \cdot 10^6$ (120—180 m)	Subpisos (subconjuntos)	Subfases	Ciclotemas de las formaciones de molasa	Terrazas marinas y fluviales	Períodos glaciares	

7	$350—500 \cdot 10^3$ (25—35 m)	Zonas (horizontes)				
8	$85—140 \cdot 10^3$ (6·10 m)				Epocas glaciares e interglaciales	
9	$25—40 \cdot 10^3$ (?—12 m)	Paquetes		Ciclotemas de las formaciones carboníferas y salíferas		Cambio de inclinación de la eclíptica (?)
10	$6—15 \cdot 10^3$ (0,2—?m)	Paquetes		Ciclotemas (ritmos) de la formación de flysch	Estadios de regresión y transgresión de los glaciares	
11	$1,5—4,0 \cdot 10^3$ (0,1—0,7 m)	Estratos (capas múltiples)				Variaciones de la fuerza de la Luna generadora de mareas (?)
12	400—600	Capas				
13	170—200	Microestratos				Oscilaciones de la actividad solar
14	35—50	Nervios		Microrritmos		
15	11	Varves (hojas arcillosas)				Rotación de la Tierra en torno al Sol

es decir, tanto más completamente se expresa en ellos la sucesión regresiva de los sedimentos. Por lo visto, esto está relacionado con que la duración de la pausa en los ciclos menudos es conmensurable con la del propio ciclo, mientras que en los grandes ciclos es mucho menor.

De esta forma, el estudio de las secciones de las capas sedimentarias permite establecer la periodicidad de muchos (no menos que 15) órdenes (véase la tabla 6).

En el capítulo XIV mostraremos que la periodicidad del depósito sedimentario asociada con la manifestación de las influencias tanto exteriores con respecto a nuestro planeta, como de la vida endógena de la Tierra, que se hallan en estrecha interrelación.

Por cuanto las envolturas exteriores de la Tierra: aérea, glaciar y acuática son más movibles, los cambios, incluso de corta duración, del medio ambiente, en particular los de la actividad solar, influyen en éstas de modo muy sensible. Por esta razón *los ciclos de orden inferior están condicionados en lo fundamental*, aunque de ninguna manera exclusivamente, *por causales climáticas. A medida que se pasa a los ciclos mayores* (meso y macroritmos) *los movimientos oscilatorios adquieren un significado cada vez mayor y, por último, decisivo*; partiendo de los períodos de 35—40 millones de años *se hacen de importancia primordial las variaciones de velocidad de los movimientos ondulatorios.*

Los movimientos oscilatorios se reflejan ante todo como *oscilaciones eustáticas del nivel del océano universal* [1]. La causa de estas oscilaciones son los cambios de capacidad de las fosas oceánicas y del volumen de las aguas en el océano; este último depende de modo principal de dos factores: a) la cantidad de las aguas arrojadas de los subsuelos de la Tierra en el proceso de la actividad volcánica y b) la cantidad de agua detenida por los glaciares. El segundo factor tiene importancia esencial sólo en las épocas de gran glaciación, que son relativamente raras. Dado que la actividad volcánica está ligada íntimamente con la actividad tectónica general, la que a su vez define el aumento del contraste del relieve de la Tierra y, por consiguiente, la profundidad de las fosas oceánicas, las oscilaciones eustáticas del nivel del océano son condicionadas principalmente por las variaciones de la intensidad de los movimientos corticales [2]. En los últimos años en calidad de causa más verosímil del cambio de la capacidad de las fosas oceánicas se promueve la variación de la velocidad de crecimiento de las dorsales oceánicas, la que depende a su vez de la velocidad de ensanchamiento del fondo de los océanos.

Hemos visto más arriba (véase el cap. IV), que en los terrenos de

---

[1]) La cuestión acerca de las oscilaciones eustáticas en la URSS es examinada con detalle por N. P. Vasilkovski y en el extranjero, por R. W. Fairbribge.

[2]) En las cuencas cerradas de tipo del mar Caspio actual las oscilaciones del nivel son originadas en lo fundamental por los cambios climáticos y sólo de modo indirecto asociadas con las oscilaciones tectónicas generales.

denudación preponderante los movimientos oscilatorios y las oscilaciones eustáticas provocadas por ellos en el nivel oceánico y, por consiguiente, en la base general de erosión, están patentizados en la formación de las terrazas marinas y fluviales y en las superficies de nivelación. A los períodos de nivelación corresponde la acumulación de los sedimentos de la parte mediana del ciclo mientras que a los períodos de incisión, que son más cortos, el acopio de los sedimentos del final del ciclo y del principio del siguiente y también (en particular) los derrubios entre ciclos. Las terrazas cuaternarias marinas y fluviales reflejan una periodicidad de orden inferior que los planos neogénicos de nivelación, equivalentes aproximadamente a los pisos y subpisos de la escala estratigráfica.

Aquella circunstancia de que la causa de la periodicidad del depósito sedimentario son oscilaciones precisamente generales y no regionales o locales, se confirma con el hecho de consecuencia y equiparabilidad de los ciclotemas en grandes áreas. Así, los ciclotemas de depósitos carboníferos del paleozoico superior de la plataforma Norteamericana se registran en un área de cerca de 150 mil km² (R. Moore); y los ciclotemas de flysch del cretáceo superior del Cáucaso, que son más menudas, se extienden en una distancia de hasta de 200 km a lo largo del pandeo (S. L. Afanásiev). Al pasar el flysch a ser una formación sin flysch de las calizas estratificadas, el papel de la divisoria entre ciclos ya lo juegan las fronteras de las capas calcáreas, acompañadas con frecuencia de nervios delgados o partículas de arcilla. Esto indica que la causa de la periodicidad de depósito sedimentario de diferentes formaciones es común para distintas formaciones.

Como causa general pueden aparecer los movimientos oscilatorios o (y) los cambios planetarios del clima, como ya se ha señalado, probablemente correlacionados entre sí. De ahí que de ningún modo podemos estar de acuerdo con la tendencia de los autores de la monografía de interés «Cyclic sedimentation» de P. M. Duff, A. Hallam y E. Walton, de examinar la periodicidad de los depósitos de diferentes ambientes faciales como provocada por sus propias causas específicas, puramente regionales y fundamentalmente tectónicas. En particular, estos investigadores se inclinan a explicar la periodicidad de las capas carboníferas por la migración en área de diferentes ambientes faciales de las llanuras costeras aluviales. Pero el hecho de que la *periodicidad (ritmicidad) es una propiedad general de las formaciones sedimentarias de todo tipo* ya por sí mismo denota la estrechez de semejantes opiniones. Es otra cosa que las condiciones tectónicas y físico-geográficas concretas de depósito de las formaciones aisladas determinan los cambios de ciertos parámetros del medio en que se depositan los sedimentos y del terreno de derrubio, los cuales precisamente ejercen una influencia decisiva sobre la creación de la periodicidad de las formaciones de uno u otro tipo.

De un modo general, los *movimientos oscilatorios son una causa más universal de la periodicidad que las variaciones de la intensidad de los*

movimientos ondulatorios, dirigidos. Pero en las fajas activas estos últimos se hacen sumamente sensibles y adquieren gran importancia ya que la amplitud de los movimientos oscilatorios, en un período determinado de tiempo, es constante y limitada. De aquí se comprende una manifestación más brusca de la periodicidad, sobre todo de los órdenes inferiores, en las masas geosinclinales (también hemos señalado la importancia de la potencia elevada de estas últimas).

En su conjunto *el análisis de la mutabilidad de la composición sedimentaria en la sección vertical*, o sea, *en el tiempo, sirve de método principal para descubrir los movimientos oscilatorios del pasado geológico.* Este análisis contribuye al estudio de las variaciones que tienen lugar en la correlación de las elevaciones y hundimientos, de la inflexión y acumulación sedimentaria, coadyuvando a poner de manifiesto los casos de hundimiento no compensado.

Al estudiar la cambiabilidad vertical de los sedimentos, en el presente no se limitan a dar una catacterística general de las rocas, sino que se investigan también las fluctuaciones de la composición mineralógica, ligadas íntimamente con los cambios del régimen tectónico. V. P. Kazarinov propuso emplear en calidad de índice de cambiabilidad mineralógica sedimentaria el así llamado *coeficiente de monomineralidad* que expresa la relación entre el contenido de los componentes estables (cuarzo, fragmentos de cuarcita, silicio) y el de los inestables (feldespatos, micas, anfiboles, piroxenos, fragmentos de las rocas de silicatos de aluminio). Este coeficiente se disminuye al bajar la intensidad de los movimientos y crece con su aumento en el principio y al final de las series sedimentarias destacadas por Kazarinov (véase más arriba).

Confrontando por el coeficiente de monomineralidad las secciones del paleozoico y triásico de diferentes zonas tectónicas de Siberia (Kuzbás, la depresión de Minusinsk del Sur, la sineclisa de Tungús), Kazarinov evidenció el sincronismo en el cambio de la intensidad de los movimientos para estas regiones, muy distantes entre sí y distintas por el régimen tectónico.

Otro índice, aún más universal, de la ritmicidad es, según G. A. Ivanov, la curva generalizada de las variaciones de la composición granulométrica de los sedimentos, o, en forma abreviada, la *curva granulométrica*, cuyas oscilaciones reflejan del modo más simple y objetivo la ritmicidad del depósito sedimentario. Es de presumir que sería oportuno el empleo conjunto de la curva granulométrica y del coeficiente de monomineralidad.

Gráficos de la historia del desarrollo tectónicos Anteriormente ya se trató de los perfiles paleoestructurales (paleotectónicos), los cuales se confeccionan para estadios aislados del desarrollo tectónico reduciendo a la posición horizontal la superficie superior de los depósitos que había al final de cada estadio. A la par con semejantes perfiles y sus series, es deseable la representación sintética de la historia de grandes unidades estructurales (geosinclinales, orógenos, plataformas y sus partes) en el transcurso de varios ciclos de desarrollo. Un experimento de esta representación son las curvas epirogénicas de S. N. Bubnov. Pero en estas curvas no se reflejan todos los componentes principales que constituyen la información acerca del desarrollo tectónico de las regiones, es decir, la velocidad y la amplitud de los hundimientos y alzamientos, el tipo y la potencia de las formaciones sedimentarias y volcanógenas, las manifestaciones y el

carácter del metamorfismo regional y del magmatismo intrusivo, los cambios de formación de los pliegues y las fallas. Por eso hace falta elaborar una característica gráfica más completa del desarrollo tectónico, que pudiera atender a las singularidades enumeradas.

§ 7. Métodos de estudio de los movimientos horizontales

En los párrafos precedentes se trataba, en esencia, sólo de los métodos de estudio de la componente vertical de los movimientos tectónicos. Entre tanto, hay motivos para considerar que en la historia de la litosfera también se manifestaron suficientemente los movimientos horizontales. En todo caso, son comprobados para las épocas geológicas más recientes (véase el cap. IV), y parecería extraño si en épocas más remotas el asunto fuera otro. Pero la valoración de la escala de los movimientos horizontales del pasado geológico remoto es obstaculizada por circunstancias objetivas y, ante todo, por la ausencia de un punto natural así de referencia, como lo es para los movimientos verticales el nivel del océano. La posibilidad de registrar los movimientos horizontales surge sólo en ambientes particulares o merced a métodos geofísicos muy especiales. Son relativamente más fáciles de estudiar los movimientos a lo largo de las fallas laterales, los que se establecen por el desplazamiento de diferentes cuerpos geológicos (macizos intrusivos y sus aureolas metamórficas, diques, sedimentos clásticos y las fuentes de su alimentación, etc.), de las anomalías geofísicas, en particular, magnéticas, de las zonas isofaciales, de las zonas de iguales potencias; en este último caso se puede hablar de una especie singular de los métodos de análisis para las facies y las potencias. Acerca de los procedimientos de valorar los desplazamientos a lo largo de las fallas diagonales se trata con más detalle en el capítulo X.

También grandes desplazamientos horizontales ocurren a lo largo de las fallas de corrimiento y, sobre todo, al originarse los mantos de arrastre. La amplitud de los desplazamientos correspondientes se determina en base a las correlaciones estructurales y (o), otra vez, faciales (véase el cap. XII).

Los desplazamientos de abertura, supuestos actualmente por muchos investigadores en participar al formarse las zonas de desgarre del Mar Rojo, de los golfos de Aden y California y, sobre todo, las fosas oceánicas, se confirman y determinan por los resultados de estudio de las anomalías magnéticas fajeadas (véase el cap. IX) y la localización de los polos magnéticos de las épocas geológicas pasadas para diferentes continentes o sus partes aisladas, en base a los materiales de investigaciones paleomagnéticas (véanse los caps. IX y XIV).

La variedad de los mapas paleogeográficos (paleotectónicos) en que se reproduce la posición originaria de los elementos del ambiente físico-geográfico o estructurales, cambiada en lo sucesivo por desplazamientos horizontales relativos, recibió el nombre de *mapas palins-*

pásticos (G. M. Kay, 1945). Semejantes mapas se emplean ampliamente para reconstruir la paleogeografía y estructura originarias de las regiones plegadas geosinclinales, sobre todo las afectadas por un apretamiento tangencial considerable con la formación de los charriages. Los mapas palinspásticos fueron confeccionados para los Apalaches por J. M. Kay, G. Woodward, H. Dennison, para las Cordilleras Norteamericanas por J. M. Kay y otros, para los Alpes por R. Trümpy, para los Cárpatos por M. Ksenzhkevich, Z. Kotans-

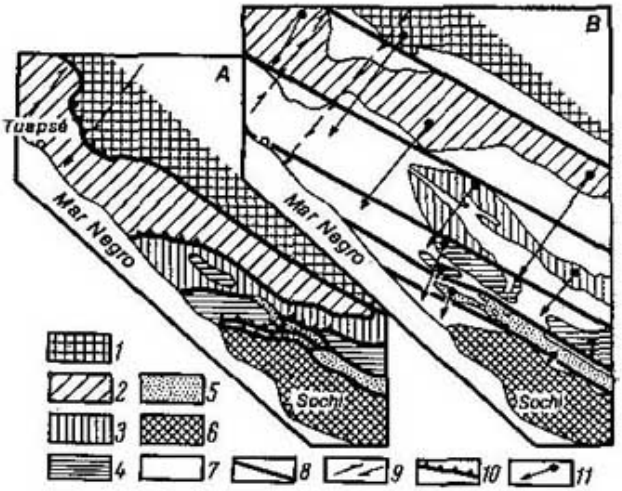


Fig. 62. Esquema de la zonificación estructural y facial de la parte sureste del sinclinorio de Novorossiysk (A) y reconstrucción palinspástica para la etapa de sedimentación (B) (según Ch. B. Borukaev)

1 — 6 — zonas de estructura faciales; *7* — terrenos de la cuenca recubiertos por las facies de las zonas septentrionales, aniquilados por la erosión y ocultos bajo las aguas del Mar Negro; *8* — fallas de gran tamaño; *9* — fronteras de la zona de Tuapsé de desplazamientos transversales; *10* — líneas de los corrimientos; *11* — vectores de desplazamiento mínimo en el estadio de apretamiento reional

ki y otros. La primera tentativa en confeccionar mapas análogos en la URSS fueron las construcciones realizadas por Ch. b. Borukaev para el Cáucaso Occidental (fig. 62).

Los mapas palinspásticos para sistemas geosinclinales aislados (terrenos) se hacen admitiendo que el terreno frontal de plataforma queda inmóvil a despecho de las deformaciones y basándose en la valoración del grado de reducción del espacio geosinclinal primario. El sistema geosinclinal en su mayor parte se aparta del borde de la plataforma a la distancia correspondiente a esta supuesta reducción. A construir mapas análogos para espacios más extensos, hay que «mover» las plataformas, para lo que ya se deben tomar en consideración los resultados de las determinaciones paleomagnéticas de sus coordenadas antiguas.

En el presente los métodos del análisis paleotectónico han cobrado un desarrollo tan notable que no basta con un capítulo para caracterizarlos con suficiente plenitud. Al igual que los métodos de estudio de los movimientos novísimos merecen ser explicados por monografías especiales. A este respecto ya han manifestado su iniciativa los geólogos polacos, que acaban de publicar un manual sistemático especial referente a los métodos de cartografía geológica de profundidad (los redactores son Z. Kotanski y Yu. Sokolovski), el que, además, incluye la característica de los métodos del análisis paleotectónico. Por fin, se debe señalar que el análisis paleotectónico (igualmente que el neotectónico) es una de las esferas de la geotectónica que en primer lugar y con relativa facilidad se deja matematizar. La labor en esta orientación ya está iniciada, en particular, en la URSS (las obras de V. P. Bujarzev referentes a la correspondencia de las formas estructurales en diferentes niveles; las de I. A. Odeski acerca de la aplicación del análisis armónico en el estudio de la periodicidad, etc.). Es de presumir que los años próximos traerán muchas elaboraciones de importancia en este dominio.

Bibliografía

Análisis de las facies y potencias, método volumétrico

Атлас литолого-палеогеографических карт Русской платформы и её геосинклинального обрамления. Ч. 1. 1961, ч. 2, ГУГК, 1962. (Atlas de los mapas litólogo-paleogeográficos de la Plataforma Rusa y su borde geosinclinal.)

Атлас литолого-палеогеографических карт СССР, тома I—IV, ГУГК, 1967—1969. (Atlas de los mapas litólogo-paleogeográficos de la URSS.)

Буршта́р М. С., Назаров Д. А., Чернобров Г. С., Шемберг Ю. Н. О методике палеотектонического анализа (на примере Скифской плиты). «Советская геология», 1969, № 9. (*Burshtar M. S., Nazárov D. A., Chernobrov G. S.* y *Shrémberg Yu. N.* Sobre la metódica del análisis paleotectónico (en el ejemplo de la placa Escítica).)

Гроссгейм В. А. и др. Реконструкция тектонического рельефа дна бассейна седиментации по данным динамической палеогеографии. В кн.: «Состояние и задачи советской литологии», III. М., изд-во «Недра», 1970. (*Grossgueim V. A. y otros.* Reconstrucción del relieve tectónico del fondo de la cuenca de sedimentación en base a los datos de la paleogeografía dinámica.)

Жижченко Б. П. Методы палеогеографических исследований. Гостоптехиздат, 1959. (*Zhizchenko* B. P. Métodos de las investigaciones paleogeográficas.)

Машкович К. А. Методы палеотектонических исследований в практике поисков нефти и газа. М., изд-во «Недра», 1970. (*Mashkóvich K. A.* Métodos de las inves igaciones paleotectónicas en la práctica de prospección del petróleo y gas.)

Ронов А. Б. История осадконакопления и колебательных движений Европейской части СССР (по данным объёмного метода). Изд-во АН СССР, 1949. (*Rónov A. B.* Historia del depósito sedimentario de los movimientos oscilatorios de la parte Europea de la URSS (en base a los resultados del método volumétrico).)

Рухин Л. Б. Основы общей палеогеографии. Изд. 2-ое. Гостоптехиздат, 1962. (*Rujin L. B.* Fundamentos de la paleogeografía general.)

Хаин В. Е. Геотектонические основы поисков нефти. Главы 3 и 4. Азнефтеиздат. 1954. (*Jain* V. E. Principios geotectónicos de la exploración del petróleo.)

Яншин А. Л. и *Гарецкий Р. Г.* Тектонический анализ мощностей В кн.: «Методы изучения тектонических структур», вып. 1. Изд-во АН СССР, 1960. (*Yanshin A. L.* y *Garetski R. G.* Análisis tectónico de las potencias).

Análisis de las formaciones

Жемчужников Ю. А. Угленосные толщи как формации. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1955. (*Zhemchúzhnikov Yu. A.* Las capas carboníferas como formaciones.)

Иванов Г. А. Угленосные формации. Л., изд-во «Наука», 1967. (*Ivanov G. A* Formaciones carboníferas.)

Келлер Б. М. Генетические ряды формаций на примерах Кавказа и Урала. Матер. Новосибирск. конф. по учению о геол. формациях. Новосибирск, 1955. (*Kéller B. M. Filas genéticas de formaciones en el ejemplo del Cáucaso y los Urales.*)

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., изд-во «Недра», 1964. (*Kuznetsov Yu. A.* Tipos principales de formaciones magmáticas.)

Муратов М. В., Цейслер В. М. Осадочные и вулканогенные формации складчатых геосинклинальных поясов. Бюлл. МОИП, отд. геол., вып. 5, 1968. (*Murátov M. V., Tséysler V. M.* Formaciones de precipitatión y volcanógenas de las fajas geosinclinales plegadas.)

Попов В. И. Очерки учения о геологических формациях, вып. 1. Изд-во САГУ, Самарканд, 1959. (*Popov V. I.* Ensayos del estudio de las formaciones geológicas.)

Попов В. И. Опыт классификации и описания геологических формаций. Л., изд-во «Недра», 1968. (*Popov V. I.* Experiencia de clasificación y descripción de las formaciones geológicas.)

Рухин Л. Б. Основы литологии. Изд. 3. Л., изд-во «Недра», 1969. (*Rujin L. B.* Principios de la litología.)

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. I. Изд-во АН СССР, 1960. (*Strájov N. M.* Fundamentos de la teoría de litogénesis.)

Херасков Н. П. Тектоника и формации. М., изд-во «Наука», 1967. (*Jeráskov N. P.* Tectónica y formaciones.)

Хворова И. В. Флишевая и нижнемолассовая формации Южного Урала. Тр. ГИН АН СССР, вып. 37, 1961. (*Jvorova I. V.* Formaciones de flysh y de molasa inferior de los Urales del Sur.)

Шатский Н. С. Парагенезис осадочных и вулканических пород и формаций. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1969. (*Shatski N. S.* Paragénesis de las rocas y formaciones y rocas sedimentarias y volcanógenas.)

Análisis de las interrupciones y discordancias

Агабеков М. Г. Геологическое строение нефтяных месторождений Азербайджана и их формирование. Баку, изд-во «Азернешр», 1963. (*Agabékov M. G.* Constitución geológica de los yacimientos petrolíferos de Azerbaidzhán y su formación.)

Башарин А. К. Типы взаимоотношений слоёв. «Геол. и географ.», № 1, 1971. (*Basharin A. K.* Tipos de las interrelaciones entre las capas.)

Богданов А. А. Несогласия, их типы и значение их изучения. Изв. АН СССР. сер. геол., 1949, № 1. (*Bogdánov A. A.* Discordancias, sus tipos e importancia del estudio de las mismas.)

Capítulo VI

Geosinclinales y orógenos epigeosinclinales

A las zonas activas geosinclinales les cabe un lugar especial en la estructura de la tectosfera y un papel singular en su desarrollo. En el espacio ocupan terrenos transitorios entre los elementos principales de la tectosfera, que son los océanos y continentes, mientras que en el tiempo significan el paso de los primeros a los segundos, en ciertos casos en la dirección opuesta. Por esta razón el surgimiento de la teoría de los sinclinales a mediados del siglo pasado señaló la penetración del evolucionismo en la geología y no era fortuito que coincidiera en el tiempo con la publicación del libro de Carlos Roberto Darwin «Origen de las especies por vía de selección natural».

En efecto, ya el geólogo norteamericano J. Hall (1857), fundador de la teoría de los geosinclinales, mostró que las estucturas montañosas plegadas se originan en lugar de pandeos extensos y profundos llenados por capas potentes de sedimentos marinos, pandeos que algo más tarde (1873) fueron nombrados geosinclinales por su compatriota J. Dana debido a su forma sinclinal y su escala planetaria. Desde aquel entonces la teoría de los geosinclinales anduvo un camino largo y complicado de desarrollo, y la propia noción de geosinclinal en cada nueva etapa histórica de la geología adquiría un contenido cada vez más profundo.

El científico francés E. Haug (1900) fue el primero quien contrapuso con claridad la noción de geosinclinal a la de plataforma, pero a las plataformas (es el término de Eduard Suess) les dio nombre de áreas continentales, puesto que comparaba los geosinclinales con los océanos, en particular con el Atlántico, señalando que les son propios los sedimentos no simplemente marinos, sino de aguas profundas (a la par con los de aguas someras).

Ya Dana señaló que junto a los pandeos geosinclinales deben de existir fuentes potentes de material detrítico, o sea zonas de elevación llamadas geoanticlinales. Haug adelantó el ejemplo del dorsal mediano Atlántico como un geosinclinal contemporáneo. En los años veinte de nuestro siglo los geólogos suizos E. Argand y R. Staub

después de analizar la historia mesozoica y paleogénica del geosinclinal Alpestre, mostraron que ese geosinclinal se distingue por una constitución interior complicada: los pandeos se alternan con las elevaciones estrechas, o sea, «cordilleras», las que Argand consideró como partes frontales de los mantos tectónicos en formación (charriages). Aproximadamente en los mismos años el geólogo alemán E. Kraus por primera vez marcó los estadios de desarrollo de los geosinclinales en su vía de conversión en montes plegados.

En la obra del geólogo austríaco L. Kober (1920) fue destacado en la estructura de las regiones geosinclinales un elemento nuevo, constituido por bloques de relativa estabilidad. Representan *macizos medianos* separadores de los montes plegados.

Más tarde los geólogos soviéticos hicieron un aporte esencial al desenvolvimiento de la doctrina acerca de los geosinclinales. El concepto del geosinclinal fue introducido en la geología soviética por F. Yu. Loewinson-Lessing y K. I. Bogdanóvich a principios del siglo, además, K. I. Bogdanóvich aplicó este concepto al Cáucaso y anticipó la idea posterior de la inversión (véase más abajo). En los años veinte y treinta A. A. Borisiak, E. V. Milanovski y N. M. Strájov publicaron artículos de resumen, en los cuales examinaron de modo crítico las concepciones de los científicos extranjeros referentes a la teoría de los geosinclinales y mostraron el gran valor de esta doctrina. En lo sucesivo A. D. Arjánguelski y N. S. Shatski, por un lado, M. M. Tetiaev y V. V. Beloúsov, por el otro, subrayando la complejidad estructural de los geosinclinales, completamente confirmada en los ejemplos del país (el Cáucaso, los Urales, Kazajstán Central y otros), propusieron la terminología destinada a reflejar esta complejidad. Con este fin se dirigieron por diferentes vías. Arjánguelski y Shatski, así como sus numerosos discípulos conservaron las denominaciones de geosinclinal y geoanticlinal para los alzamientos y pandeos elementales, proponiendo el nombre de *sistema geosinclinal* al conjunto de ellos situado entre la plataforma y el macizo mediano o entre dos macizos medianos sucesivos (son ejemplos el sistema del Cáucaso Mayor, el sistema de los Urales) y el nombre de zona geosinclinal al conjunto de los sistemas geosinclinales y los macizos medianos que los separan (son ejemplos el distrito Tavro-Caucásico, la región de Kazajstán y Tian-Shan). Tetiaev y Belóúsov, por el contrario, prefirieron dejar el nombre de geosinclinal para designar todo el conjunto de las estructuras intrageosinclinales, y a los pandeos y alzamientos elementales propusieron designarlos *intrageosinclinales* e *intrageoanticlinales* respectivamente. Mucho más tarde en la literatura soviética fue introducido un término más, *«faja geosinclinal»* (V. E. Jain y Yu. M. Sheinmann, 1960; M. B. Murátov), para designar la totalidad de las zonas activas de tipo geosinclinal en contraposición a las plataformas continentales. Según mostró con claridad por primera vez A. V. Peive (1945), en la constitución y el desarrollo de las fajas geosinclinales desempeñan un papel muy importante las *fallas profundas*, que alcanzan el manto. En esencia,

todos los elementos principales de esta faja: terrenos, sistemas, inflexiones, alzamientos, macizos medianos, son separados entre sí por fallas de esta índole.

En las obras de V. V. Beloúsov (1938—1948), incialmente en el ejemplo del Cáucaso Mayor, fue subrayado que el motivo primordial del desarrollo de los geosinclinales que finaliza con su transformación en orógenos plicativos, es el proceso de conversión de los pandeos en elevaciones, que se engendran en sus partes axiales, o sea, el proceso de *inversión*. En oposición a esto, N. S. Shatski, A. V. Peive y otros geólogos de la «escuela moscovita», en los ejemplos de los Urales, del Kazajstán Central, del Cáucaso Central, demostraron que las elevaciones existieron originariamente y se desenvolvieron de forma hereditaria al lado de las inflexiones, ensanchándose progresivamente y desalojando éstas últimas. Como resultado de la polémica surgida se esclareció que en el desarrollo de un geosinclinal se combinan orgánicamente los fenómenos de nueva formación de las elevaciones y los de su desarrollo heredado.

En las obras de H. Stille (1940) y el geólogo norteamericano J. M. Kay (1942) fue mostrado que las partes exteriores de los sistemas geosinclinales, orientadas hacia las plataformas continentales, se distinguen por la ausencia o por una manifestación extremadamente débil de la actividad magmática mientras que las interiores, al contrario, son saturadas de sus productos. Ellos fueron nombrados por Stille respectivamente *mio-* y *eugeosinclinales*, o sea, geosinclinales impropios y propios, y estas nociones cobraron un amplio uso. El geólogo francés J. Aubouin extendió esta terminología (eu, mio-) a los geoanticlinales, los cuales asimismo pueden ser de origen volcánico y no volcánico, y subrayó que el proceso de abarcamiento de un geosinclinal por plegamiento y alzamiento va de las zonas interiores a las exteriores, o sea, de los eu- a los miogeosinclinales.

Ya a fines del siglo XIX el geólogo francés M. Bertrand (1887) prestó atención a la reiteración, en los antiguos geosinclinales del paleozoico y precámbrico, de la misma secuencia de las formaciones (el propio Bertrand no usó este término) pizarras-flysch-molasa que en el joven geosinclinal Alpino, y de acuerdo con esto introdujo el concepto de los ciclos alpino, herciniano, caledoniano y huroniano. Más tarde el geólogo suizo M. Lugeon mostró que los propios Alpes sobrevivieron antes del ciclo alpino por lo menos otros dos más tempranos. De esta forma creció la idea del desarrollo policíclico de los geosinclinales. Como contrapeso de esta concepción A. V. Peive y V. M. Sinitsin (1950) argumentaron su desarrollo dirigido, señalando el yacimiento original de los geosinclinales en el lugar de la vasta plataforma continental, o sea, panplataforma. Más tarde se puso de manifiesto que la directividad del desarrollo geosinclinal se combina con la periodicidad, la cual representa una complicación de la primera (V. E. Jain).

Una nueva etapa del desarrollo de la doctrina acerca de los geosinclinales llegó en los años 60 y 70 de nuestro siglo, en medida

decisiva con motivo de los logros en el estudio del aspecto geológico del fondo de los océanos. Si antes se discutió mucho y durante largo tiempo sobre los análogos actuales de los geosinclinales, sobre su posición marginal (científicos norteamericanos) o intermedia (los científicos europeos) con respecto a los continentes, sobre los depósitos geosinclinales, que según supusieron Hall, Dana y Beloúsov, eran de aguas someras o de aguas profundas como consideraron Haug y el geólogo suizo J. Tercier, mientras que la clasificación de las estructuras intrageosinclinales se creaba sin contacto con sus ejemplos contemporáneos posibles, en cambio actualmente surgió por primera vez la posibilidad objetiva de juzgar sobre estas cuestiones empleando el método de actualismo, el cual resultó tan fructífero en otros dominios de la geología. De importancia singular resultó la semejanza de las rocas yacentes al pie de los cortes geosinclinales con el corte de la corteza terrestre de los océanos contemporáneos, la que dio lugar a la argumentación fundada del asentamiento de los geosinclinales, más exacto eugeosinclinales, por encima de la corteza oceánica (A. V. Peive, 1969, M. Bird, 1969 y otros). Por otro lado, los miogeosinclinales, a luz de los nuevos datos, son análogos de los márgenes subácueos de los continentes actuales. Pero en calidad de elementos más típicos de las zonas geosinclinales antiguas se intervinieron los sistemas conjugados de arcos insulares y fosas profundas con la profusión, a lo largo de sus fronteras, de las fallas profundas, inclinadas bajo los arcos insulares (o las márgenes de los continentes, por ejemplo, de América del Sur). Estas fallas fueron marcadas por primera vez según la disposición de los hipocentros de terremotos por el sismólogo japonés K. Wadati (1938). En 1946 el petrólogo soviético A. N. Zavaritski estableció el confinamiento regular a éstas de los focos de volcanes andesíticos, pero obtuvieron la notoriedad más grande después de aparecer la obra del sismólogo americano G. Benioff, por lo que fueron nombradas zonas de Benioff; a decir verdad merecen ser denominadas zonas de Wadati-Zavaritski-Benioff. A lo largo de semejantes fallas se desarrolla un complejo remarcable de fenómenos magmáticos, metamórficos y tectónicos, merced a los cuales ellas pueden ser reconocidas asimismo en los geosinclinales antiguos.

Los últimos decenios cambiaron las opiniones generales respecto al origen y las causas de desarrollo de los geosinclinales. Mientras que Hall consideró la inflexión de los geosinclinales como consecuencia del depósito sedimentario, Dana y muchos luego de él juzgaron que la causa de la inflexión, así como del arrugamiento de los sedimentos en pliegues y de la formación de los orogenos, reside en la compresión general (contracción) de la Tierra, ya en las obras de los años 30—50 de nuestro siglo se pusieron en primer plano los procesos que se operan en el manto superior bajo los geosinclinales (V. V. Beloúsov, Yu. M. Sheinmann, R. W. van Bemmelen). Estos pareceres siguen desarrollándose también en el presente, pero en relación con el surgimiento de las concepciones neomobilistas (la tectónica de las

placas y otras), a la par con ellas se pronuncian las ideas, contradictorias en mucho, acerca del desarrollo de los geosinclinales bajo el efecto de los procesos globales de movimiento e interacción de las placas litosféricas. Abstrayéndose de la justeza de uno u otro enfoque, debemos constatar que la teoría de geosinclinales sufre en nuestros días la revisión inminente de sus posiciones de partida. Igual que muchas veces en el pasado, hoy se oyen voces que niegan el concepto de geosinclinales como obsoleto y que no responde a la realidad. No se puede estar de acuerdo con semejantes opiniones: las fajas geosinclinales existen objetivamente como rasgos importantísimos de la estructura de la tectonosfera, y sólo nuestros conocimientos de ellas cambian debido al progreso general de la ciencia, de acuerdo con esto la doctrina de geosinclinales cobra un contenido cada vez más nuevo.

§ 1. Definición de las zonas geosinclinales, condiciones de asentamiento y tipos principales

¿Qué definición del geosinclinal, o más exactamente, de la faja geosinclinal se puede ofrecer en la actualidad?

Se denominan fajas geosinclinales las zonas activas de escala global que surgen en la frontera entre las placas litosféricas oceánicas y continentales o entre las continentales sobre la corteza de tipo oceánico o (y) sobre la corteza continental adelgazada y transformada, que sirven largo tiempo de lugares de intenso volcanismo y sedimentación y que, desarrollándose, se convierten en orogeno plegado o de corrimiento (de recubrimiento) con una corteza continental potente de nueva formación.

De esta definición se desprende que existen dos tipos principales de zonas geosinclinales: continentales periféricas e intercontinentales. Al primer tipo, continental periférico, pertenecen la faja occidental del Océano Pacífico con su sistema de mares marginales, arcos insulares y fosas abisales, situada entre las plataformas continentales Siberiana, China y de Australia al oeste y la placa oceánica occidental del Océano Pacífico al este. De una constitución semejante era en el paleozoico y mesozoico la faja oriental del Pacífico (de las Cordilleras). El segundo tipo son las zonas intercontinentales; a éstas pertenece la faja Mediterránea, extendida entre las plataformas continentales Europea y China al norte, Africana y de Indostán al sur. A la misma categoría se referían probablemente las zonas paleozoicas Uralense de Ojotsk y Septentrional del Atlántico. Un puesto algo singular ocupan dos regiones geosinclinales: la de las Antillas en el hemisferio occidental y la de Indonesia en el oriental. La primera se encuentra entre la placa oceánica oriental del Pacífico (de los Cocos) al oeste y la occidental del Atlántico al este; la segunda, entre la del Océano Indico y la occidental del Pacífico. Pero estos geosinclinales se puede considerar al mismo tiempo como inter-

continentales por cuanto la región de las Antillas—Mar Caribe está ubicada en dirección meridional entre las plataformas continentales Norteamericana y Sudamericana y la de Indonesia, entre el macizo Indochino y la plataforma Australiana.

Como señalábamos al principio del capítulo, de base para concluir acerca del asentamiento de los geosinclinales sobre la corteza oceánica servía la semejanza en la secuencia de las rocas, establecida en las partes menos alteradas de las llamadas fajas ofiolíticas de las zonas interiores de los sistemas geosinclinales (eugeosinclinales) con los cortes de la corteza oceánica, registrados en los desfiladeros de rift de los dorsales oceánicos, a lo largo de las grandes fallas de las placas oceánicas, así como también en las paredes de las fosas abismales (fig. 63). Tanto en los océanos como en los eugeosinclinales, al pie de estos cortes yacen hiperbasitas serpentinizadas [1]) (la parte superior del manto) seguidas por gabroides, diabasas, con frecuencia metamorfizadas en las facies antibolítica o de esquistos verdes (la tercera capa de la corteza oceánica y sus análogas); más arriba van los complejos de diques de composición basáltica y después las basanitas normales de recubrimiento (la segunda capa de la corteza oceánica) y, por fin, los sedimentos pelágicos de composición silícica y carbonosa (la primera capa de la corteza oceánica). Sin embargo, es de señalar que en los geosinclinales antiguos, que actualmente son regiones plicativas, los afloramientos de serpentinas son por lo común de poca potencia y con frecuencia su basamento está cortado por el plano de corrimiento. Al mismo tiempo los datos de la Geofísica (SSP—sondeo sísmico profundo) indican con frecuencia un desarrollo continuo en la región correspondiente de la capa de granito gnéisico de la corteza; esto puede testimoniar que los relictos de la corteza oceánica aquí son estrujados por el aprietamiento regional en los estadios finales de desarrollo del geosinclinal. La envergadura de aquella compresión se establece objetivamente sólo con un gran trabajo; incluso en los sistemas de constitución relativamente simple la anchura originaria del geosinclinal pudiera superar dos o tres veces a la anchura del orogeno plegado surgido de éste. La anchura de las zonas montañosas plegadas observada ahora, comúnmente no supera en mucho mil kilómetros, alcanzando a veces los dos o tres mil. Sin tener en cuenta la compresión posterior, esto es algo menos que la anchura de los océanos actuales (la del Pacífico es hasta 9 mil km, la del Atlántico es de 2 a 5 mil km, la del Indico es hasta 6 mil km, la del Océano Glacial Artico es de 2—2,5 mil km).

Entre tanto es necesario atender que la zona geosinclinal no se debía extender a toda su anchura, ni mucho menos, bajo la corteza oceánica. Los miogeosinclinales típicos, que existían en lugar del talud oeste de los Urales, de la vertiente septentrional del Cáucaso Mayor, del distrito de Verjoyansk, de los Montes Rocosos de América

---

[1]) Con preponderancia de peridotitas con piroxeno monoclínico, denominadas gartzburlitas.

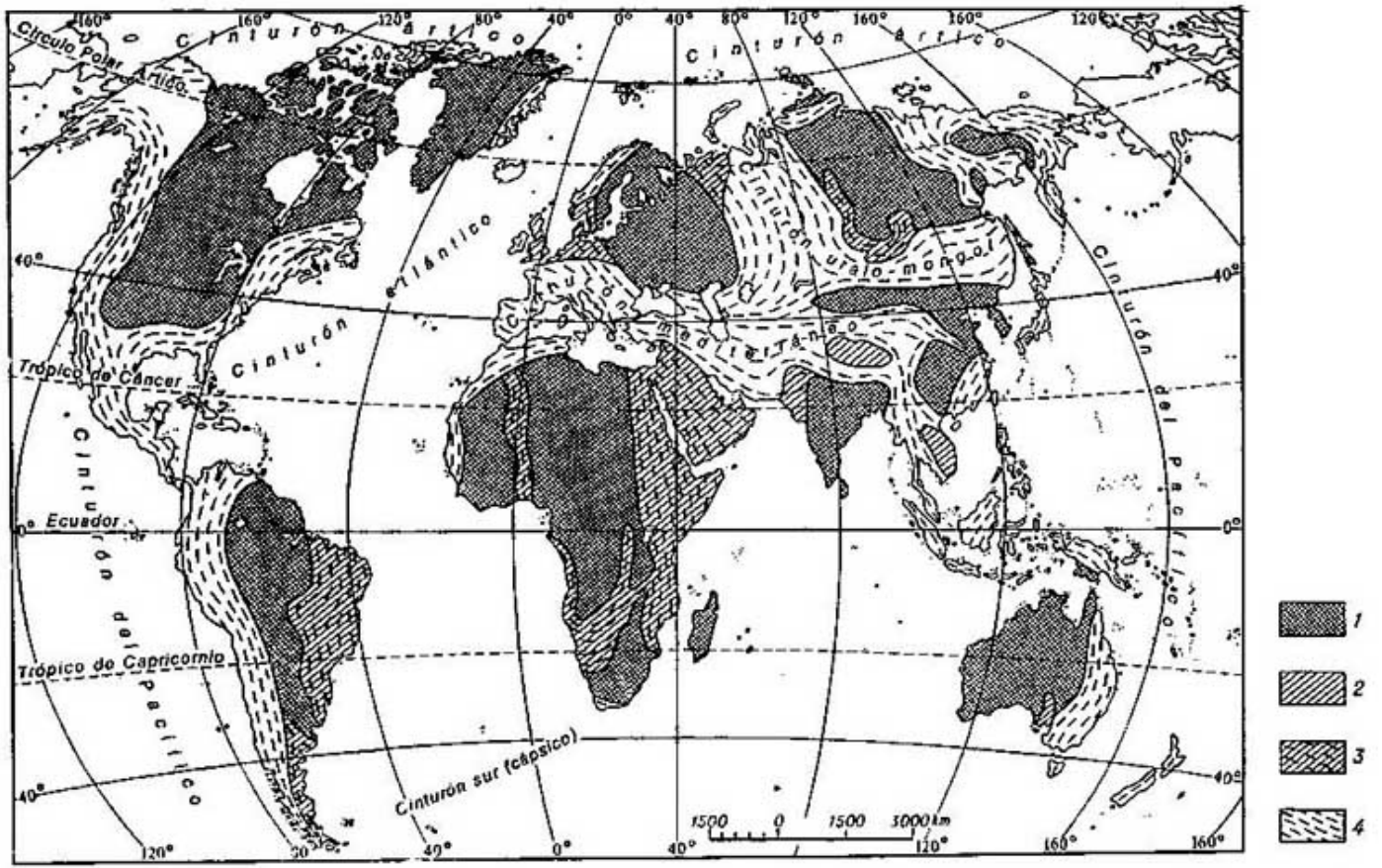


Fig. 63. Las fajas geosinclinales y las plataformas antiguas del precámbrico tardío y del fanerozoico (según M. V. Murátov y V. E. Jain)

1 — plataformas antiguas y grandes macizos medianos con el fundamento del precámbrico antiguo *2* — macizos medianos con el fundamento del precámbrico antiguo o tardío, *3* — partes de las fajas geosinclinales sometidas al plegamiento y consolidación a fines del proterozoico y a principios del paleozoico, *4* — fajas geosinclinales que siguieron desarrollándose en el fanerozoico

del Norte, se disponían por entero dentro de los límites de los geobloques continentales, en los márgenes subácueos de las plataformas continentales, como esto se demuestra de modo convincente por los resultados geofísicos. Además, los macizos medianos, que frecuentemente van comprendidos de las zonas geosinclinales, es notorio que poseían corteza continental, siendo análogos de los denominados microcontinentes, observados dentro del marco de los océanos contemporáneos. En resumen, existen las zonas intermediarias entre los eu- y miogeosinclinales (véase más abajo), las cuales también solían yacer sobre la corteza continental, aunque esencialmente transformada.

En general, las fajas geosinclinales antiguas pudieran ser próximas, por sus dimensiones y estructura interior, a los océanos actuales como el Océano Glacial Artico o el Atlántico del Norte. Pero siguiendo nuestra comparación hay que tener en cuenta varias circunstancias de importancia. Primero, con cierta semejanza de los cortes de las zonas eugeosinclinales con los de la corteza oceánica, las primeras se distinguen con una potencia primaria [1]) mucho más notable de las totalidades volcanógenas (análogas a la segunda capa) y sedimentarias (análogas a la primera), la que mide como regla general muchos miles, a veces más de 10 mil metros, en comparación con las varias centenas de metros de la primera capa de los océanos, 1—2 km para la segunda, 3—4 km para la tercera. El segundo lugar, estas rocas en los geosinclinales se someten a cambios mucho más grandes: metasomatismo no sólo sódico, sino también potásico, frecuente gratización intensiva; entre tanto en los océanos observamos sólo las manifestaciones iniciales de estos procesos (en las zonas de rift de los dorsales). También hay cierta diferencia en la petroquímica de magmatitas geosinclinales y oceánicas y, por fin, hay que tener en cuenta, y esto es lo principal, de que el proceso geosinclinal activo en cada etapa de desarrollo de la faja no la abarca totalmente, sino que sólo una zona determinada no muy ancha (corrientemente, de centenas de kilómetros). Unicamente al cabo de un desarrollo duradero (cientos de millones de años) el océano puede resultar incorporado por completo al proceso geosinclinal. Por consiguiente, las fajas geosinclinales de las eras geológicas pasadas (por ejemplo, paleozoicas del Atlántico del Norte y de los Urales y Ojotsk) en su conjunto debieron corresponder a los océanos; pero en cada época aislada de su desarrollo representaron, a semejanza de las fajas geosinclinales actuales, ya las periferias (como la faja Pacífica actual) ya los relictos (faja Mediterránea actual) de los océanos. El paso del régimen oceánico normal, relativamente pasivo, más exacto, del régimen de las placas oceánicas, al régimen geosinclinal significa un salto cualitativo de importancia en la evolución del segmento respectivo de la tectosfera. Este salto se expresa en el surgimiento

[1]) Subrayamos que se trata precisamente de la potencia primaria, la cual no se puede considerar resultado del «amontonamiento» de la corteza en su aprietamiento tangencial.

sobre el fondo de la corteza oceánica de un par conjugado arco insular—fosa abismal, dividido por la falla sobreprofunda inclinada que atraviesa la astenosfera, o sea la zona sismofocal de Wadati—Zavaritski—Benioff. En estas condiciones se inicia el acrecentamiento del arco insular embrionario, que es el geoanticlinal primario, a expensas de los productos de la actividad magmática y el llenado de la fosa, es decir, del pandeo geosinclinal primario, por los productos de desmoronamiento del arco; esto es el comienzo de la evolución geosinclinal, que se examina con más detalle a continuación.

¿Cómo es el origen de la misma corteza oceánica, sobre la cual descansan los geosinclinales? Algunos consideran esta corteza antigua y primaria, otros indican los síntomas que testimonian un asentamiento de los geosinclinales sobre la corteza continental, fragmentada, alterada y deformada por tracción; en tal caso los geosinclinales al engendrarse debieran ser semejantes a las zonas de rift de los continentes. La idea del yacimiento de los geosinclinales sobre la corteza oceánica primaria es más aplicable a los geosinclinales del precámbrico temprano, o más exactamente, del arcaico temprano, mientras que la opinión opuesta, a las fajas intercontinentales del precámbrico tardío—fanerozoico. Las pruebas de la formación de éstas últimas dentro de los límites de los geobloques continentales de plataforma las brindan dos hechos principales: 1) la posición de los contornos de las fajas bruscamente discordante con respecto a la estructura interior de estos geobloques, además, es frecuente que las estructuras del fundamento de las plataformas que franjean las fajas, estiran al encuentro de una con otra, por ejemplo, las africanas se encuentran con las europeas por ambos lados de la faja Mediterránea; 2) la presencia dentro de las fajas de unos macizos medianos, que son evidentemente los fragmentos de aquella corteza continental, sobre la cual descansaban estas fajas. De prueba indirecta de un origen semejante puede servir el hecho de una formación nueva mediante apertura, es decir, en las condiciones de estiramiento en el pasado geológico relativamente reciente de los océanos Atlántico, Indico y Glacial Artico (véase el cap. 12). Menos aclarada es la cuestión acerca de las condiciones de asentamiento de la faja del Pacífico; en todo caso sus zonas exteriores, periféricas, aparecieron sin duda sobre la corteza continental fraccionada, al juzgar, de nuevo, según el corte hecho por los contornos de la faja sobre las estructuras interiores de las plataformas antiguas que la bordean y según las salientes del fundamento precámbrico antiguo.

§ 2. Franjas geosinclinales y su constitución interior

Las fajas geosinclinales son la unidad sistemática superior en la clasificación de las estructuras geosinclinales. Su extensión mide muchos, incluso decenas de miles de kilómetros, la anchura es de más

de mil km, llegando a 2—3 mil km; ellas ocupan el espacio entre las placas estables de la litosfera: continentales u oceánicas. Las fajas geosinclinales principales de la historia fanerozoica de la Tierra son la del Océano Pacífico (a veces subdividida en la Pacífica Occidental y la Pacífica Oriental, denominada también la de las Cordilleras), la Mediterránea, la del Atlántico del Norte, la de los Urales y Ojotsk, la de los Urales y Mongolia, la faja Artica (fig. 63). Todas estas fajas se originaron en el precámbrico tardío; las últimas finalizaron su desarrollo al cabo del Paleozoico y a principios de mesozoico; las fajas Pacífica y Mediterránea siguen su desarrollo en la época actual.

Por lo general las fajas geosinclinales despliegan su evolución en el espacio de muchas centenas de millones, a veces de más de mil millones de años (faja Pacífica). En el transcurso de su historia tan larga ellas viven alternativamente los períodos de cierto ensanchamiento e intensificación de los hundimientos y los períodos, más cortos, de reducción y estrechamiento, debido al plegamiento, metamorfismo, granitización y alzamientos, que convierten partes aisladas de la faja, partiendo por lo común de la periferia, primeramente en orógenos plicativos y luego, al disminuir la actividad tectónica, en plataformas continentales jóvenes. Por cuanto esta alteración de la preponderancia de hundimientos y alzamientos se repitió reiteradamente en la historia de cada una de las fajas, las etapas correspondientes de su desarrollo se denominan todavía *ciclos*. Algunos investigadores evitan emplear este término estimando que las nociones de ciclo y ciclicidad estipulan la plena identidad de la repetición de los sucesos. Es una equivocación, pues los ciclos se comprenden no de forma metafísica, sino dialéctica, como volutas de una espiral, como estadios de un proceso dirigido. De este modo las fajas se desarrollaron no sólo en muchas etapas, sino también policíclicamente, combinando esta cadencia cíclica con la directividad, patentizada en la reducción constante del área de la faja a medida de su abarcamiento por deformaciones plicativas de corrimiento, por metamorfismo regional y por granitización, sobrecreciendo la corteza continental a expensas de la oceánica (el problema de la correlación entre la cadencia cíclica y la directividad en el desarrollo de los geosinclinales, será examinado detenidamente en el § 4 del presente capítulo.)

Los límites establecidos entre los ciclos en algunas fajas son aproximadamente coetáneos en la escala global. Por eso las denominaciones de los ciclos destacados originariamente en Europa Occidental y en la parte este de Norteamérica: caledoniano, herciniano, alpino, fueron trasladadas después a otras regiones continentales; el estudio de éstas últimas dio pie para destacar ciclos complementarios con respecto a los eurooccidentales. Actualmente en el desarrollo de la generación más reciente, precámbrica tardía y fanerozoica de las fajas geosinclinales se distinguen los ciclos siguientes: (entre paréntesis se indican el comienzo y el fin del ciclo según el sistema cronológico absoluto): 1) *grenvillano* (1350—1000 millones de años);

2) *baikálico* (1000—550 millones de años); 3) *caledoniano* (550—400 millones de años); 4) *herciniano* (400—250 millones de años); 4) *kimmeridgense* o mesozoico (250—100 millones de años); 6) *alpino* (100—0 millones de años) [1]). Como veremos a continuación, la extención de los hundimientos en unos sistemas geosinclinales de una faja dada, es decir, el final del ciclo, con frecuencia resulta coetánea con la renovación e incluso intensificación de los hundimientos en otros sistemas de la misma faja, es decir, con el comienzo del nuevo ciclo. Esto era mostrado con particular esmero para la faja de Asia Central por L. P. Zonenshain (1972).

Las fajas geosinclinales se subdividen en *regiones geosinclinales*. Los más de los investigadores soviéticos interpretan las regiones geosinclinales como grandes segmentos de las fajas geosinclinales, de más que mil kilómetros de largo, comúnmente separados por zonas de fallas profundas transversales y distinguidos unos de otros por singularidades de importancia en la constitución (en particular, en el plano) y el desarrollo. Así, la faja de los Urales y Ojotsk incluye la región de los Urales, la de Tian-shan, la de Altai y Sayanes, la de Mongolia y Ojotsk. Cada región en sección transversal consta de varios sistemas geosinclinales y de los macizos medianos que los separan. Como excepción los macizos medianos pueden faltar, y entonces las nociones de región y de sistema coinciden (región o sistema Uralense). Las regiones que forman parte de un sistema pueden concluir su desarrollo geosinclinal al mismo tiempo o no. Por ejemplo, la región de Tian-shan comprende el caledoniano [2]) y el herciniano; la de Altai y de los Sayanes, el baikálico, el caledoniano y el herciniano; pero por lo común una de las eras de la tectogénesis fue la principal de una región dada (en los ejemplos puestos la herciniana para la Tian-shán y la caledoniana para la región del Altai y los Sayanes).

En una comprensión algo diferente, M. V. Murátov destaca las regiones geosinclinales no a lo largo del rumbo de la faja, sino en la sección transversal, como partes de la faja que finalizaron su hundimiento geosinclinal y fueron sometidas al plegamiento «generador de las plataformas» en una misma era tectónica. Conforme a éstas se destacan en la composición de las fajas fanerozoicas las regiones baikálicas, caledonianas, hercinianas y alpinas. En este caso sería mejor hablar de las fajas plicativas surgidas dentro de los límites de una faja geosinclinal más grande, que se desarrollaba policíclicamonte.

En oposición al concepto de región geosinclinal, la comprensión de *sistema geosinclinal* es bastante unánime. Un sistema geosinclinal es una estructura patentemente lineal de longitud de más que mil y con frecuencia (los Urales, los Apalaches) hasta tres mil kilómetros (este parámetro del sistema coincide con el mismo de la región),

[1]) Estos dos últimos a veces se unen en uno, ciclo alpino.

[2]) Es decir, las zonas para las cuales el plegamiento final, antes de convertirse en orógeno plicativo, era el caledonio, etc.

siendo su ancho desde 200 hasta 500—600 km, rara vez más. Los sistemas geosinclinales se sitúan entre la plataforma y el macizo mediano o entre dos macizos medianos, u ocupan todo el espacio entre dos plataformas (precisamente en este último caso las nociones de región y de sistema coinciden, por ejemplo, para las Cordilleras Norteamericanas). El sistema geosinclinal como regla general termina su desarrollo en una misma era de tectogénesis y da origen a cierto orógeno plegado, del cual recibe su nombre: así son, por ejemplo, los sistemas geosinclinales del Cáucaso Mayor y Menor, del Sikhota-Alín, de los Cárpatos, etc. En los sistemas antemesozoicos una parte del orógeno en los sucesivo puede ser sepultada bajo sedimentos de plataformas más jóvenes. Esto sucedió, por ejemplo, con el ala oriental y el extremo meridional de los sistemas de los Urales y de los Apalaches, con la parte occidental del Tian-Shán del Sur.

En la estructura actual de la corteza terrestre las fajas, regiones y sistemas geosinclinales están patentizadas respectivamente en *fajas, regiones y sistemas geosinclinales plicativos*, puesto que su llenado sedimentario fue sometido totalmente a la deformación. El adjetivo «geosinclinales» es necesario porque las deformaciones plicativas pueden afectar también la cubierta de la plataforma (véase el cap. XI).

Los *macizos medianos* son un elemento estructural de rango análogo a los sistemas. En buena parte, si no siempre, estos macizos son los fragmentos de aquella plataforma continental que era fraccionada para que se origine una región geosinclinal dada (faja). De acuerdo con esto el fundamento de la mayoría de los macizos medianos de los geosinclinales precámbricos tardíos y fanerozoicos tienen la edad del Precámbrico temprano. No obstante, esta edad con frecuencia está esfumada por la transformación ulterior, sobre todo con motivo de la intensa manifestación, dentro del marco de los macizos medianos, de la granitización a la par con el plutonismo granitoideo de los sistemas geosinclinales contiguos. Por esta razón las determinaciones radiométricas muy frecuentemente dan para el fundamento de los macizos medianos una edad bruscamente disminuida: por ejemplo, el paleogeno para las rocas notoriamente precámbricas del macizo de Rodop de los Balcanes; el Mesozoico o Paleógeno para el macizo de Misjano-Zanguezur del Cáucaso Menor; el Paleozoico tardío para el macizo Bohémico de Europa Central, etc. El límite inferior de la edad del fundamento de los macizos medianos se determina de modo más seguro según la edad del basamento de su cobertura sedimentaria (o sedimentario-volcanógeno), pero es frecuente, que el comienzo de la acumulación de esta cobertura esté separado del tiempo final del proceso de formación del fundamento por una pausa muy notable.

La forma de los macizos medianos suele ser angulosa-isométrica, siendo la anchura del orden de varias centenas de kilómetros, rara vez de más de 1000 km. Los macizos medianos de gran tamaño se caracterizan por su máxima estabilidad y se asemejan a las plataformas verdaderas (los macizos de Tarim, de Indochina). Es oportuno

llamar a los bloques pequeños (de diámetro menor que 100 km) simplemente bloques antiguos; ellos también se encuentran dentro de los límites de los sistemas geosinclinales, por ejemplo, el bloque triangulado de los montes de la Lechuza en los Sudetes. Las estructuras de los sistemas geosinclinales se subordinan a los contornos de los macizos medianos y parecen haber descrito a éstos últimos; por otra parte, los mismos contornos de los macizos se determinan por las fallas limítrofes de los sistemas geosinclinales, lo que es análogo a la correlación de las fajas geosinclinales y las plataformas.

Los macizos medianos no son monolíticos, dentro de sus límites con frecuencia se engendran las inflexiones geosinclinales. Sin embargo, estas inflexiones se distinguen de los pandeos de los sistemas geosinclinales en el período, más corto, de su desarrollo, en el ancho y profundidad menores, en la variabilidad de sus rumbos, que a veces forman un ángulo notable, incluso hasta el recto, siendo la dirección predominante de faja geosinclinal. De ejemplos de semejantes pandeos sobrepuestos de los macizos medianos pueden servir la comba Barrandov (de Praga) entre los límites del macizo Bohémico (Checo) y la flexión de flysch de Solnok-Debretsen del macizo de Pannon (Húngaro). Es posible que del mismo modo se deba considerar el sistema geosinclinal del Sayan Occidental.

A la par con los sistemas geosinclinales y macizos medianos en la composición de las regiones geosinclinales en calidad de estructuras del mismo rango fue propuesto, hace poco tiempo, destacar los sistemas geosinclinales Zonenshain, 1972). Estos sistemas son los geoanticlinales heredados de uno de los ciclos más tempranos y distinguidos de los macizos medianos con su linealidad y un alzamiento más activo, de los geosinclinales corrientes difieren por sus grandes dimensiones y una constitución más complicada, que inserta pandeos subordinados. Por la longitud son conmensurables con los sistemas geosinclinales, pero ceden notablemente ante ellos en la anchura, que suele ser de menos de 100 km. A título de ejemplos de los sistemas geosinclinales se adelantan el sistema de Chinguiz-Tarbagatai en Kazajstán Central (elevación caledoniana entre pandeos hercinianos), el sistema hespérico (grenvillano-baikálico) entre los hercinianos de la Meseta Ibérica. Los sistemas geosinclinales se hallan muy saturados de granitoides de diferente edad, lo que evidencia el confinamiento estable en ellos de un alto flujo calorífico.

Los pandeos y las elevaciones interiores de los sistemas geosinclinales, que se originan en el proceso de su desarrollo, se denominan *intrageosinclinales* (o pandeos geosinclinales, que es un giro tautológico) y *geoanticlinales* (o intrageoanticlinales, pero el prefijo «intra» en este caso es innecesario, a diferencia de los intrageosinclinales). La clasificación siguiente de los intrageosinclinales se efectúa de acuerdo con el tiempo de su formación: los *heredados*, de los ciclos antecedentes; los *tempranos*, aparecidos durante el estadio geosinclinal temprano; los *tardíos*, que procedieron en el curso del estadio geosinclinal tardío; o de acuerdo con la composición de las forma-

ciones que los integran (de roca verde, de esquistos, de flysch, calcáreos). Los geoanticlinales también se clasifican según el tiempo de formación y, además, según la presencia o ausencia de las manifestaciones magmáticas relacionadas con ellos, mayormente volcánicas. De acuerdo con esto se destacan los geoanticlinales volcánicos y avolcánicos, o, según J. Aabouin, *eugeoanticlinales* y *miogeoanticlinales*.

Como ya se ha señalado, es de gran importancia destacar dentro de los límites de los sistemas geosinclinales dos elementos diferentes en principio: las zonas interiores, o sea, *eugeosinclinales* («geosinclinales propios»), y las zonas exteriores, o sea, *miogeosinclinales* («geosinclinales impropios»). Las diferencias principales de los miogeosinclinales con respecto a los eugeosinclinales, además de una disposición más externa sobre la corteza continental no transformada, son la ausencia del magmatismo de tipo ofiolítico, es decir, la ausencia de las manifestaciones del volcanismo básico subácueo, inicial, de las rocas de cristales completos básicas y ultrabásicas, y una incorporación más tardía en las deformaciones de plegamiento y corrimiento.

En el presente el significado de esta subdivisión se vuelve más importante que cuando estos términos fueron propuestos por H. Stille y aplicados por J. M. Kay. En efecto, los miogeosinclinales no son otra cosa que periferia subácuea de plataformas continentales más antiguas incorporada en el hundimiento geosinclinal. En sentido geomorfológico a ellos corresponden las regiones del shelf exterior, cuyas partes inferiores ya corresponden a las zonas de hundimiento de la periferia del cratón y del talud continental (véase el cap. 10). De acuerdo con esto las formaciones sedimentarias miogeosinclinales con frecuencia son próximos a las de plataforma, distinguiéndose por mayor periodicidad, por una zonificación lineal y por un mayor grado en los cambios catagenéticos (además, hay formaciones que no son de plataforma: la de pizarra, la de flysch; véase más abajo). Los miogeosinclinales yacen sobre una corteza continental normal o débilmente transformada. Es muy típico que las deformaciones de plegamiento y corrimiento, por lo común de gran intensidad en el manto sedimentario, no afecten el fundamento, como está comprobado para los Montes Rocosos de Canadá, para los Apalaches y, se supone con motivos serios, para muchos otros sistemas geosinclinales plegados (Verjoianie, Zagros, etc.). Los eugeosinclinales se desarrollan en lo fundamental sobre la corteza oceánica, mientras que los relictos de la corteza continental, más antigua, que se conservan en ellos a veces, se someten a una profunda transformación y participan enérgicamente en las deformaciones. Las formaciones volcanógenas-sedimentarias difieren de modo acusado de las miogeosinclinales y de plataforma y con frecuencia se hallan afectadas por un metamorfismo regional.

La división en mio- y eugeosinclinales está patentizada netamente en los Urales (la vertiente occidental es mio- y el oriental, eugeo-

sinclinal) [1]), en los Apalaches, sobre todo en los del Sur, en las Cordilleras Norteamericanas (las Montañas Rocosas de Canadá y las Montañas Rocosas Occidentales de los EEUU son un miogeosinclinal; las Cordilleras Centrales y Occidentales son un eugeosinclinal), en los Andes del Norte (de Colombia y Ecuador) y en algunos otros sistemas geosinclinales plegados. Generalmente estos ejemplos se refieren a las fajas geosinclinales estrictamente lineales continentales periféricas y a las zonas de conjugación de éstos con las plataformas antiguas.

En una serie de sistemas nos enfrentamos con un desarrollo muy desigual de las zonas mio- y eugeosinclinales. Así, en los Cárpatos, en el sistema de Verjoiansk y Kolimá, en Tell-Atlas de Africa Noroeste, en el sistema de Turkmenia y Jorasán, y en algunos otros, son muy reducidas las zonas eugeosinclinales, a las que corresponden sólo las costuras ofiolíticas muy estrechas (unos pocos kilómetros) con afloramientos interrumpidos de vulcanitas básicas y de rocas intrusivas básicas y ultrabásicas. Semejantes costuras ofiolíticas las más de las veces se disponen en el mismo reverso del sistema geosinclinal, en la frontera con el macizo mediano. Ahora bien, su estrechez puede ser un fenómeno seçundario, relacionado con la brusca reducción que tuvo la zona eugeosinclinal en el estadio orogénico. Lo dicho es justo también para los casos de manifestación reducida de las zonas miogeosinclinales, por ejemplo, en los Apalaches del Norte, donde resultan ocultas en alto grado bajo el sobreescurrimiento de las formaciones eugeosinclinales.

Por fin, existen los sistemas geosinclinales que yacen por entero sobre la corteza continental debilmente transformada, sólo algo adelgazada. Semejantes geosinclinales habitualmente son ramales cegados de las fajas geosinclinales principales, ocupan la posición interior sobre la plataforma o aparecen como sus ramas laterales. A esta categoría de los *geosinclinales interiores del cratón*, que constan corrientemente de pandeos unitarios (monogeosinclinales), pertenecen los geosinclinales del precámbrico tardío: el de Catanga en Africa Central, el de Adelaída en Australia Meridional, el Alpino y el Pirenaico en Europa Occidental, etc.

La separación de los miogeosinclinales típicos es muy dificultoso allí donde el sistema geosinclinal tiene como su limitación exterior no una plataforma, sino una parte más antigua de la faja, que todavía sigue estando en orogénesis activa (las regiones de orogénesis recurrente o póstuma, véase más abajo el cap. XI). En estos casos, por ejemplo, en el segmento centroasiático de la faja de los Urales y Ojotsk, los pandeos amagmáticos no se registran del todo y los padeos exteriores se distinguen sólo por un magmatismo menor en comparación con los interiores. Es dudoso que su denominación «miogeosinclinales» sea racional.

Los sistemas geosinclinales con preponderancia del elemento eugeosinclinal son, de acuerdo con esto, más oceánicos, formados en lo

[1]) Esto ya fue señalado por primera vez por A. P. Karpinski.

fundamental sobre la corteza oceánica, o sea, *encimáticos* (según J. Wells lo que se refleja patentemente en la composición de los productos de su magmatismo de carácter preponderantemente básico y ultrabásico, y quiere decir, en el aspecto metalogénico de la mena (Cu, Cr, Pt, Ni, etc.). Estos son geosinclinales de tipo *fémico*, según A. Radkevich, T. N. Spizharski y L. I. Krasni. Los sistemas geosinclinales con preponderancia o desarrollo excepcional de las zonas miogeosinclinales son más continentales, y yacen sobre la corteza continental poco transformada; éstos son geosinclinales *ensiálicos* de J. Wells o *siálicos* de Radkevich—Spizharski—Krasni. Entre las magmitas son propios de ellas los granitos, que se forman a cuenta de la fundición de la capa de granito gnéisico de la corteza mientras que entre las menas lo son las de Au, W, Mo, Sn. De ningún modo es casual, sino regular que el carácter encimático lo tienen los sistemas geosinclinales más antiguos y las etapas más remotas de desarrollo de sistemas más jóvenes, así como las fajas geosinclinales intercontinentales. Pero también existen excepciones a esta ley regular, por ejemplo, la ensialidad más notable de las hercinianas europeas en comparación con las álpides.

De esta forma, del gran valor teórico y práctico de la subdivisión de los sistemas geosinclinales (ortogeosinclinales, según H. Stille) en zonas eu- y miogeosinclinales no cabe la menor duda. La frontera entre los eu- y miogeosinclinales interviene como límite principal en la constitución de las fajas geosinclinales, es de más importancia que las costuras marginales limítrofes entre los geosinclinales y las plataformas (L. P. Zonenshain). Sin embargo, la realización de semejante subdivisión en muchas regiones tropieza con graves dificultades.

Una de las causas principales de las dificultades observadas reside en la existencia de zonas transitorias entre los eu- y miogeosinclinales. Estas zonas se suelen corrientemente desarrollar aún en la corteza continental, aunque en la región de su adelgazamiento y transformación considerable, con todo esto la parte consolidada de la corteza toma aquí parte activa en las deformaciones del manto sedimentario. La formación más típica de semejantes zonas transitorias es la de esquistos arcillosos (de pizarras); a ésta se refieren, en particular, los esquistos graptolíticos del ordovícico y silúrico. Es frecuente encontrar en asociación con la formación esquistosa espilitas y diabasas; las últimas conforman los sills. Siendo así, en el sentido paleotectónico, a las zonas transitorias habitualmente corresponden los pandeos de esquistos y diabasas. La falta de hiperbásitas no nos permite hablar con certeza suficiente de que estos pandeos fueran originados sobre la corteza oceánica mientras que el desarrollo de las espilitas y diabasas, que son derivados del magma toleíto-basáltico, evidencia un adelgazamiento de la corteza, su fraccionamiento y elevada penetrabilidad. En el plano geomorfológico a las zonas transitorias corresponde la región del piso y del talud continental o la de mares interiores y marginales en su conjunto. A diferencia del shelf, donde

el hundimiento es siempre compensado por depósito sedimentario, el que en estas zonas se atrasa con respecto al hundimiento, así que se engendran los así llamados *leptogeosinclinales* (es el término del geólogo suizo R. Trümpy). Pero este término no sirve para designar las zonas transitorias en general, en vista de que la poca carga sedimentaria no es obligatoria para ellas. Fueron propuestos muchos otros términos (quimioeugeosinclinal según L. P. Zonenshain, mictogeosinclinal según Yu. M. Pushcharovski, etc.), pero el término más breve es *mesogeosinclinal*, que bien refleja la posición intermedia de estas zonas. Precisamente, en adelante utilizaremos este término.

Los mesogeosinclinales tienen amplio desarrollo en muchos sistemas y regiones geosinclinales. A ellos pertenecen, por ejemplo, el sinclinorio de Zilaír en los Urales del Sur; la región de Sajonia y Turingia y la parte meridional de la zona Renohercínica del hercíniano de Europa Central; una gran parte del Tian-Shan del Sur, etc. Existen sistemas en que no hay eugeosinclinales propios, sino que hay sólo mio- y mesogeosinclinales; así son, por ejemplo, la Crimea Montañosa y el Cáucaso Mayor, lo que corresponde a sus posiciones en calidad de una rama lateral de la faja alpina. Por otra parte, hay regiones geosinclinales que constan sólo de eu- y mesogeosinclinales y están exentas de miogeosinclinales; de ejemplo puede servir la parte de la faja del Asia Central situada entre las plataformas Siberiana y China.

Otra circunstancia que se debe tener en cuenta al destacar los eu- y miogeosinclinales entre los sistemas geosinclinales reside en cierta indeterminación con que H. Stille y sus discípulos comprenden la noción de «magmatismo inicial». Se aclara que, si por magmatismo inicial de geosinclinales se comprende toda la actividad magmática, en particular, subácuea fundamentalmente volcánica, de la etapa geosinclinal propiamente dicha del desarrollo, es decir, del período de preponderancia de los hundimientos, entonces en este concepto resultarán confundidos dos tipos fundamentalmente diferentes de magmatismo: ofiolítico y andesítico. La *asociación ofiolítica*, caracterizada por primera vez por G. Steinmann (1905) es propia del estadio inicial geosinclinal remoto del desarrollo de las regiones geosinclinales. El volcanismo andesítico cobra desarrollo en el estadio maduro, geosinclinal tardío de la evolución de las regiones geosinclinales. Lo principal consiste en que la profusión de magmatitas de este último tipo no se limita a las zonas interiores de los sistemas geosinclinales, que descansan sobre la corteza oceánica, sino que afecta tanto los miogeosinclinales como a los macizos medianos. Lo último se registra, en particular, en la faja alpina de Transcaucasia, Irán y Anatolia, así como en la zona occidental de los Andes Centrales.

La subdivisión en eu- y miogeosinclinales, como es obvio, tiene un sentido principal sólo para el estadio temprano del proceso geosinclinal, y de criterio fundamental para destacar los eugeosinclinales debe servir el desarrollo de la asociación ofiolítica, relacionada genéticamente con la corteza oceánica. La justeza de esta tesis se con-

firma, además, con que en el estadio siguiente, posterior al volcanismo, en muchos pandeos interiores cesa y se sustituye por la acumulación de la formación de flysch. Algo más tarde el acopio de flysch se desplaza a las zonas exteriores y, siendo así, el flysch resulta propagado tanto en los eu- como en los meso- y miogeosinclinales.

De acuerdo con el enfoque contemporáneo, del actualismo, a los miogeosinclinales corresponden las *márgenes continentales subácueos pasivas*, o sea, amagmáticas y asísmicas, mientras que a los eugeosinclinales (y mesogeosinclinales), la periferia activa de tipo de Asia Oriental, la que se caracteriza por la profusión de los mares marginales, de los arcos insulares, de las fosas abismales, así como también por la manifestación activa de la sismicidad y volcanismo (y magmatismo en general) a lo largo de las zonas de Benioff (WZB). Las márgenes activas de dicho tipo comprenden, en calidad de elemento subordinado, exterior, la periferia pasiva de extensión reducida, la cual está presentada por las zonas estrechas transitorias desde los continentes a los mares marginales (el shelf y el talud continental son angostos, por ejemplo, en el Mar del Japón).

Algunos investigadores suponen que el progreso en la interpretación actualista de los geosinclinales permite hoy en día renegar de la terminología tectónica geosinclinal propiamente dicha y sustituirla por la geomorfológica, aducida recién aquí. Pero hacerlo sería prematuro puesto que no siempre se puede pasar con seguridad de las categorías paleotectónicas, o sea, de formación estructural, observadas directamente en la Naturaleza, a las paleogeomorfológicas, introducidas en el proceso de interpretación del material de que disponemos.

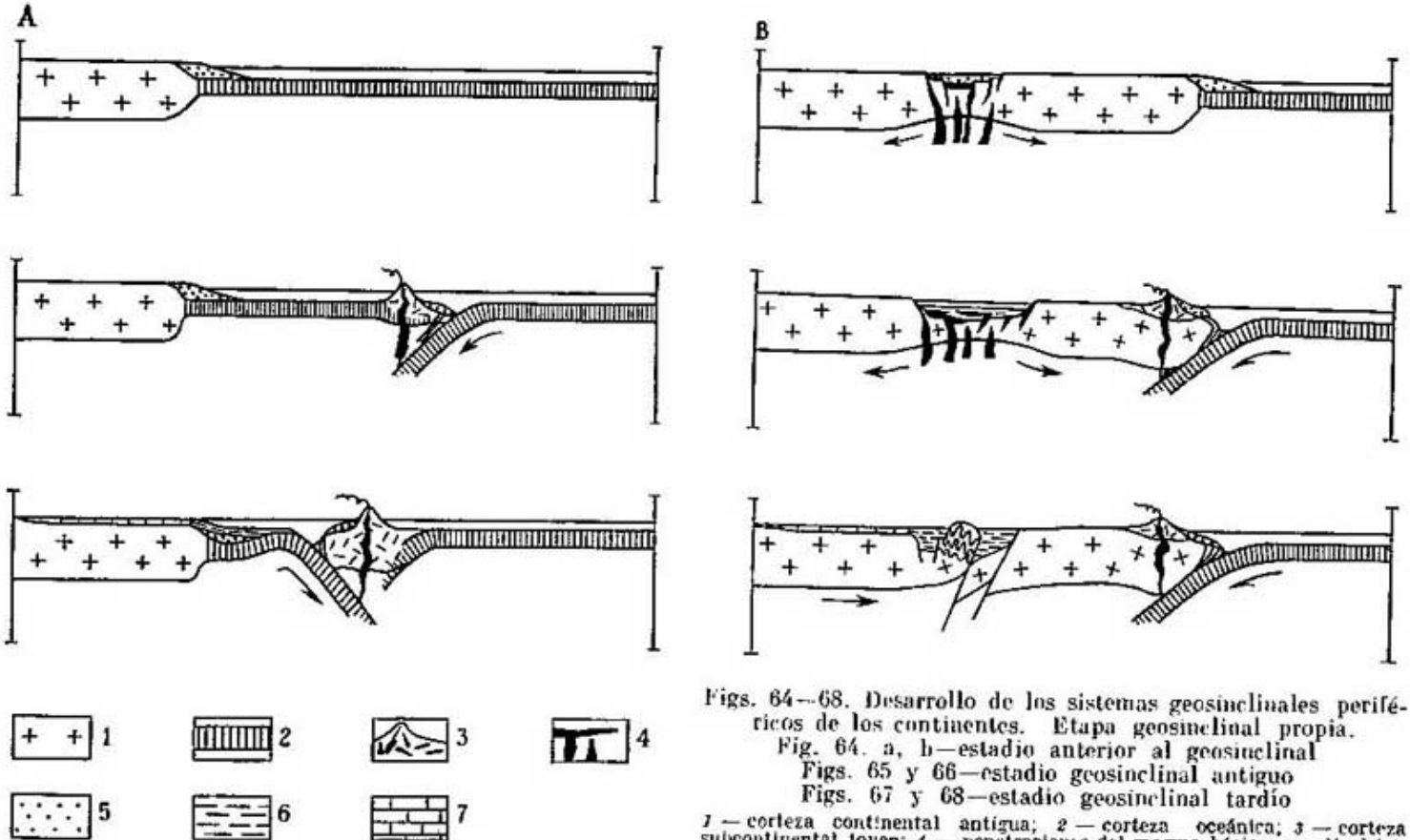
§ 3. Desarrollo de las regiones geosinclinales

Como se ha señalado más arriba, las fajas geosinclinales pasan en su desarrollo una serie de etapas, o ciclos, de duración desde 300—400 (más antiguos) hasta 150—200 millones de años (más tardíos). Para las regiones, y sobre todo sistemas, aislados, que constituyen las fajas, el período de desarrollo más activo es el último, a veces penúltimo, ciclo, el cual se concluye con la conversión definitiva de la región en un país montañoso plegado y del sistema en un orógeno plicativo y el cual es seguido ya por el establecimiento en su área de un régimen de plataforma. Esta etapa (ciclo), más exacto, la primera mitad suya con preponderancia de los hundimientos, recibió el nombre de *etapa geosinclinal principal* y la totalidad de las rocas conformes a ésta se denominó *complejo geosinclinal principal* (M. V. Murátov). La etapa geosinclinal principal corrientemente consta de dos estadios: temprano y tardío, además al primero de éstos precede el estadio pregeosinclinal; tras la etapa geosinclinal sigue la etapa orogénica, la cual también se divide en dos estadios, denominados de nuevo temprano y tardío. Examinemos la marcha de esta evolución.

El estadio pregeosinclinal es expresado de modo esencialmente diferente en función del ambiente en que se asienta el sistema geosinclinal: intracontinental o marginal de continente; en el último caso pueden haber también distintas variantes.

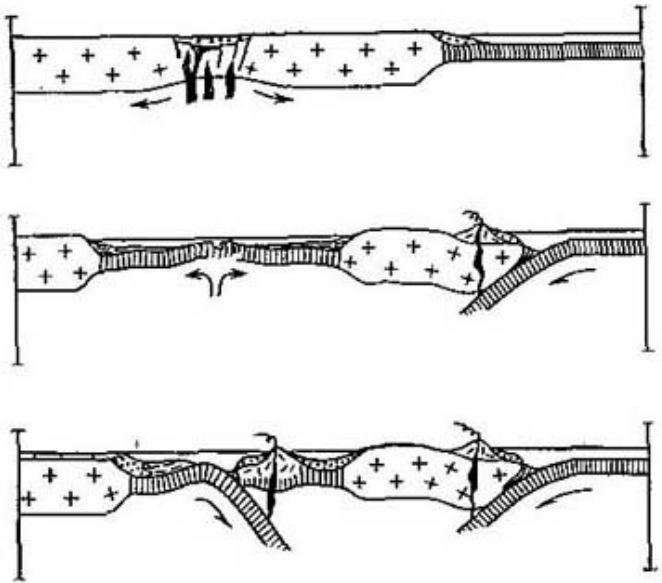
En la *coyuntura intracontinental* (figs. 64—74) la premisa para la creación de un sistema geosinclinal es la formación de los rifts. Acerca de este proceso nos referiremos más detenidamente en el capítulo IX. Aquí nos limitaremos a una corta información. Al surgimiento de un rift habitualmente le antecede la formación de un pandeo suave, que se llena de sedimentos continentales aluviales y lacustres, con frecuencia sobre el fondo de una extensa elevación. Después se origina el rift propiamente dicho, o sea, el graben; su hundimiento es simultáneo a la elevación de los brazos de rift y va acompañado de la acumulación de los sedimentos continentales prefíticos. En tal caso la corteza continental se adelgaza, a lo largo de las fallas se opera la efusión de la lava de derivados del magma alcalino-basáltico a la vez que en los brazos del rift, la penetración de los plutones anulares alcalino-ultrabásicos. El ensanchamiento posterior del rift lo traslada a la categoría de los oceánico-continentales, del tipo del Mar Rojo actual, en cuya parte central la corteza continental ya está desgarrada y sustituida por la corteza oceánica de nueva formación. De acuerdo con esto el vulcanismo alcalino-basáltico se sustituye por el toleíto-basáltico en tanto que el depósito sedimentario continental, por la sedimentación marina; pero las dimensiones reducidas del depósito de agua y su aislamiento, que sucede con frecuencia, del alto océano contribuyen, en las condiciones áridas, al acopio de evaporitas, y, en las húmedas, a una sedimentación de color oscuro rica en materia orgánica, depositada en las condiciones de contaminación sulfhídrica de las aguas de la cuenca (las llamadas facies euxinas, del nombre griego antiguo del Mar Negro «Ponto Euxino»).

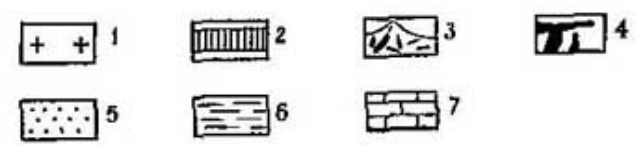
Si el ensanchamiento del rift se termina con esto, se puede formar un geosinclinal interior del cratón; si continúa, surgirá un océano de origen de rift, del tipo del Océano Atlántico actual. A ambos lados de este océano, a lo largo de los bordes subácues de los continentes, se extienden potentes acopios (hasta 10—12 km) de sedimentos del Mesozoico tardío y del Cenozoico, que llenan los pandeos paralelos que tienen dirección a lo largo de la parte exterior del shelf y a lo largo del talud y piso continentales y están separados por una elevación que casi coincide con la curvatura existente entre el shelf y el talud. Estos pandeos, como ya fue mostrado hace unos 20 años por Ch. L. Drake, por la morfología completamente corresponden a los pandeos reconstruidos para el geosinclinal paleozoico de los Apalaches, que se halla en la misma periferia oriental de Norteamérica. Ellos son paralelos a éstos últimos y se pueden considerar como sus análogos desplazados hacia el lado del océano. Pero existen ciertas diferencias de principio: la falta casi completa de las manifestaciones de magmatismo en el pandeo exterior, cercano al océano, compa-

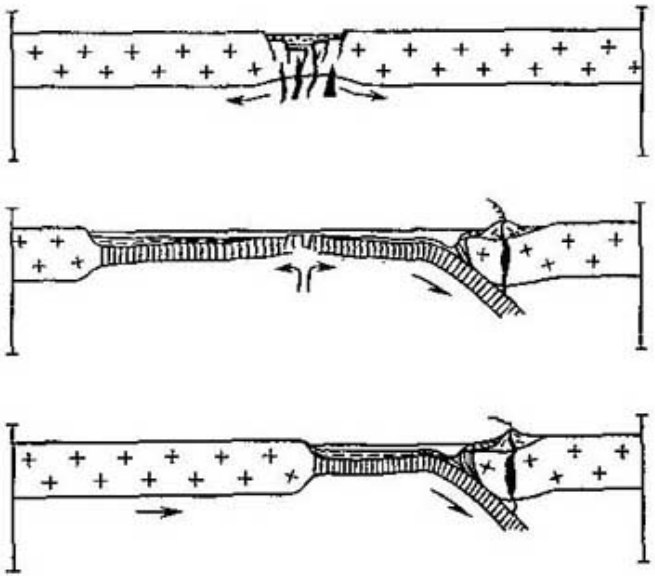


Figs. 64—68. Desarrollo de los sistemas geosinclinales periféricos de los continentes. Etapa geosinclinal propia.
Fig. 64. a, b—estadio anterior al geosinclinal
Figs. 65 y 66—estadio geosinclinal antiguo
Figs. 67 y 68—estadio geosinclinal tardío

1 — corteza continental antigua; *2* — corteza oceánica; *3* — corteza subcontinental joven; *4* — penetraciones del magma básico y ultrabásico; *5* — depósitos detríticos, *6* — depósitos arcillosos (formación aspídica); *7* — formación carbonatada de shelf







Figs. 69—74. Desarrollo de los sistemas geosinclinales intercontinentales.
Figs. 69 y 70—estadio anterior al geosinclinal
Figs. 71 y 72—estadio geosinclinal antiguo
Figs. 73 y 74—estadio geosinclinal tardío
Designaciones convencionales (*1 — 7*), igual que en las figs. 64—68.

rado anteriormente con los pandeos eugeosinclinales del pasado; la falta de las deformaciones y síntomas de un apretamiento tangencial. Estas circunstancias obstaculizan la realización de una analogía directa entre los sistemas geosinclinales antiguos y los márgenes continentales de tipo atlántico [1]). A pesar de todo, hay razones para creer que muchos sistemas geosinclinales tenían al comienzo de su desarrollo un estadio muy próximo o idéntico a las condiciones de la periferia subácuea de tipo atlántico. Como ejemplos se pueden citar las Cordilleras Norteamericanas o el sistema de Verjoiansk y Kolimá en el Proterozoico tardío y al comenzar el Paleozoico. Se puede suponer que el paso del estiramiento regional al apretamiento y la transformación de las fallas marginales en desplazamientos profundos (zonas de WZB) conducen a la conversión de semejantes sistemas geosinclinales embrionarios en geosinclinales propios.

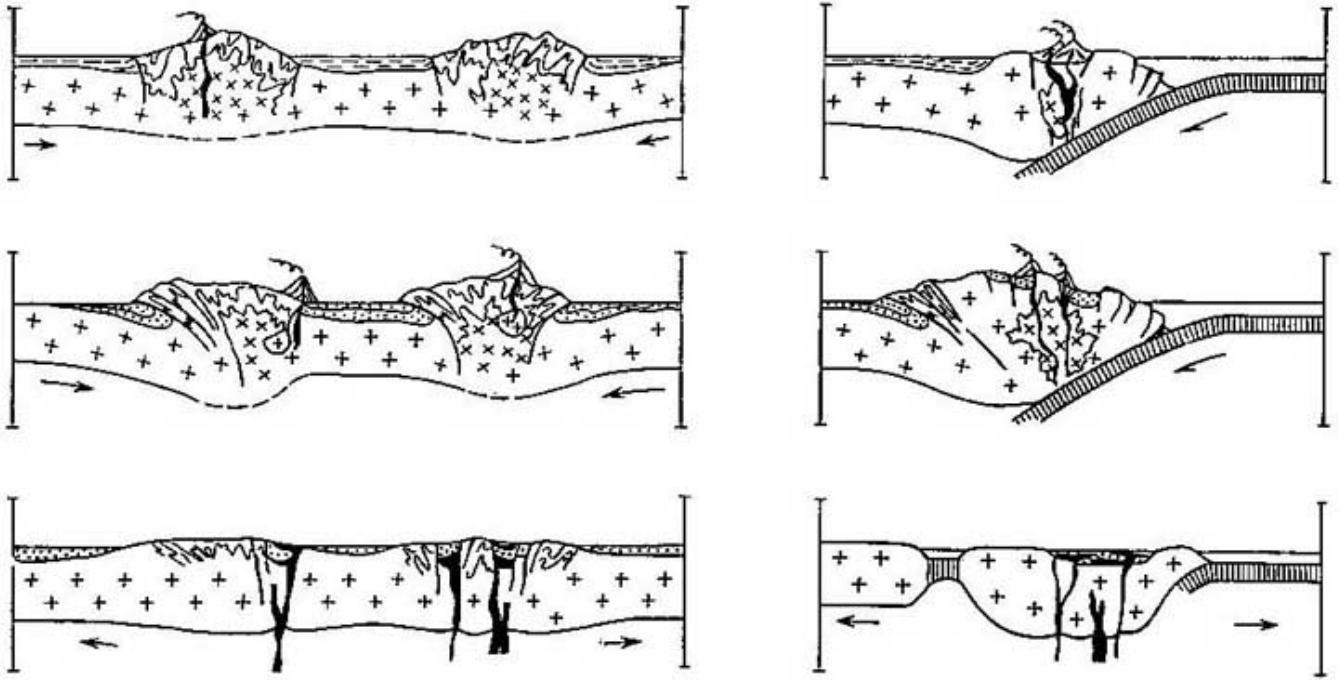
En las *fajas marginales de continente* los nuevos sistemas geosinclinales pueden originarse de dos procedimientos (fig. 75—80). El primero de éstos es próximo al modo de formación de los sistemas intracontinentales. Consta del asentamiento del rift en la parte axial del orógeno que se extiende a lo largo de la periferia continental y que se formó en el lugar del sistema geosinclinal precedente o como resultado de la activación del borde de la plataforma, que es más antigua. Este rift, al igual que en el caso anterior, se desenvuelve primeramente en las condiciones continentales, luego se transforma en mar periférica con la corteza continental (suboceánica) adelgazada y transformada u oceánica propia. La lámina de la corteza continental separada por este mar marginal da comienzo a un *microcontinente* o *macizo mediano*. De jemplo de un proceso parecido puede servir la formación, al expirar el paleógeno y al comenzar el neógeno en la perifera oriental del continente Asiático, del Mar del Japón y del arco insular del mismo nombre, que comprende las zonas de consolidación baikálica, más antigua, y del herciniano tardío y del kimmeridgense tardío. Es curioso que dentro de los límites del mismo Mar del Japón se ha conservado un bloque hundido de la corteza continental, que es la colina subácuea Yamato.

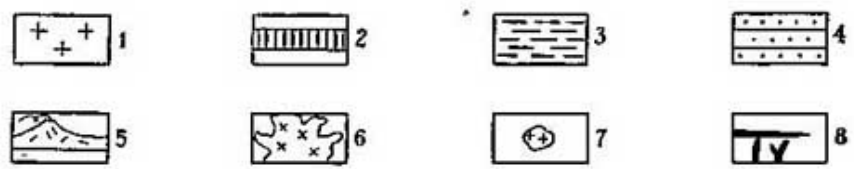
La segunda vía de formación del sistema geosinclinal continental-periférico es diferente en principio de la primera. En este caso el geosinclinal aparece no a expensas del continente, sino a cuenta del océano, con motivo de lo que por dicha vía se pueden formar, en principio, asimismo los geosinclinales intraoceánicos (interoceánicos). La base de este camino de desarrollo es el engendramiento sobre la corteza oceánica, como regla general, a lo largo de la falla del arco insular volcánico [2]). Esto provoca la separación del océano de una parte del espacio con corteza oceánica, que forma un mar marginal

---

[1]) Esto indujo a R. S. Leetz a cambiar los términos «miogeosinclinal» y «eugeosinclinal» por los «miogeoclinal» y «eugeoclinal».

[2]) De prueba de su origen intraoceánica puede servir la correlación Sr^{87}/Sr^{86}, que es menor de 0,807 (un ejemplo es el Arco de las Marianas).





Figs. 75—80. Desarrollo de los sistemas geosinclinales. Etapa orogénica
Figs. 75 y 76—estadio orogénico inicial
Figs. 77 y 78—estadio orogénico tardío
Figs. 79 y 80—estadio tafrogénico

1 — corteza continental antigua; *2* — corteza oceánica; *3* — molasa inferior; *4* — molasa superior; *5* — vulcanitas orogénicas; *6* — batolitos graníticos; *7* — plutones subvulcánicos de granitoides; *8* — efusiones de basaltos y sus raíces

(de un tipo diferente al del caso anterior). Como ejemplo sirve el surgimiento, al comienzo del paleógeno, del Arco Insular Aleutino, siendo aislada en su reverso la cuenca del Mar de Behring. En este caso el estadio anterior al geosinclinal es el oceánico, el que puede sustituir al de origen de rift. Quiere decir que un geosinclinal puede surgir directamente sobre la base del rift continental o en el lugar del océano de origen del rift.

De uno u otro modo, el estadio pregeosinclinal siempre tiene como resultado la creación de un espacio, relativamente limitado, de desarrollo de la corteza oceánica, de nueva formación o relicta, el que ocupa una posición intercontinental o periférica de continente. Precisamente a esta corteza corresponde la asociación ofiolítica que descansa al pie de la totalidad geosinclinal. Es de suponer que en el futuro más próximo (semejantes tentativas ya se emprenden) aparecerán los criterios petroquímicos fidedignos que permitan distinguir las ofiolitas (es decir, la corteza oceánica surgida de uno de los tres procedimientos indicados más arriba).

Estadio geosinclinal temprano. El inicio del proceso de desarrollo geosinclinal se señala por el comienzo de la compensación del estiramiento del sistema geosinclinal por compresión en gran parte (pero no siempre, véase más abajo) por su periferia. Este apretamiento es relacionado a su vez con la formación y el funcionamiento del elemento más importante de todo geosinclinal propio, fallas sobreprofundas inclinadas, o sea, desplazamientos, que son las zonas de focos sísmicos de Benioff, más exactamente, de Wadati—Zavaritski—Benioff (WZB).

Las zonas de WZB se engendran ya sea en la frontera entre las placas litosféricas oceánicas y continentales, o bien dentro de las primeras. En el primer caso su posición inclinada se comprende bien: en las condiciones de apretamiento tangencial la placa oceánica, más pesada, se mete bajo la continental, más ligera. Es más difícil comprender el mecanismo de surgimiento de estas zonas dentro de las placas oceánicas. En este caso es evidente que debe surgir asimismo la diferencia entre la densidad y (o) la potencia de la litosfera de bloques separados por falla; es posible que ésta se deba al vulcanismo manifiesto de modo selectivo en una de las alas de la falla. En la naturaleza se observan transiciones de todo género de las zonas de WZB casi rectilíneas y de inclinación muy brusca (por ejemplo, a lo largo de los archipiélagos de Tonga y Kermadek en el Océano Pacífico) hasta las encorvadas abruptamente y las de pendiente suave (por ejemplo, alrededor del Mar de Banda en Indonesia). Las primeras evidentemente corresponden a las zonas de WZB más meridionales y las segundas, a las más maduras.

Los mares marginales, separados de uno u otro modo del alto océano, en el estadio geosinclinal antiguo se llenan de formaciones vulcanógenas y sedimentarias. En la parte miogeosinclinal del sistema, cercana al continente la formación más típica es esquistosa, que se acumula en la región del piso y talud continental. Como es la más

antigua entre las formaciones sedimentarias geosinclinales, se somete a una profunda catagénesis o a un metamorfismo inicial, así que sus rocas arcillosas con frecuencia son transmutadas en esquistos arcillosos o pizarras (de techado), merced a lo que tiene otro nombre muy propagado «*formación aspídica*». Entre las rocas arcillosas yacen los estratos o paquetes de estratos aproximados de areniscas, cuarzosas en caso de que el arrastre fue directamente desde la plataforma continental antigua, o ge grauwaca si el material se arrastra desde sistemas plegados más antiguos de la misma faja geosinclinal. En dirección hacia el shelf la formación esquistosa se convierte en formación arcilloso-arenácea, en la periferia de la cuenca en la carbonífera-parálica (son ejemplos el Jura inferior y el Jura Medio del Cáucaso Mayor), o en la formación carbonatada-terrígena o carbonosa (un ejemplo es el Devónico de las Montañas Esquistosas del Rhin y de las Ardenas). Lo primero es propio, claro está, de las zonas de clima húmedo y lo segundo, de árido.

En la parte eugeosinclinal, cercana al océano, del sistema geosinclinal en el estadio dado, se forma la asociación silícico-volcanógena, ligada íntimamente con su basamento oceánico, de ofiolita. Las vulcanitas tienen una composición toleít-basáltica, pero se distinguen por el contenido aumentado de los álcalis y del ácido silícico; a la par con las espilitas en la dirección ascendente de la sección un papel cada vez más notable adquieren las mendelshteinas, acusatorias de un ambiente de aguas someras, y los ceratófidos (formación de espilitas y ceratófidos); aparecen plagiogranitos (trondhjemitas). Estas formaciones, a veces con una pausa o discordancia, yacen sobre el fundamento ofiolítico propiamente dicho, para ser más exactos, sobre la tercera capa de la corteza oceánica.

En las zonas transitorias entre los eu- y miogeosinclinales, así como en las cuencas estrechas desarrolladas sobre la corteza continental adelgazada y transformada, o sea, en los mesogeosinclinales, es difundida la *asociación de esquistos y diabasas*, combinada de las formaciones sedimentaria esquistosa y volcanógena de espilitas y diabasas y para la que son típicos los mantos de espilitas, porfiritas de diabasa, a veces de ceratófidos, así como los sills, los diques de diabasas, gabbro-diabasas; rara vez los plagiogranitopórfidos.

La potencia de las formaciones geosinclinales tempranas de todo género corrientemente es muy grande, midiendo muchos kilómetros, a veces (formación esquistosa) más de 10 km. Las formaciones volcanógenas, como regla general, se someten a cierto metamorfismo, como mínimo, a cambios de piedra verde. Entre los minerales endógenos son típicos los yacimientos de pirita de cobre y polimetalíferos, en lo fundamental, de origen de exhalación, como también las menas de manganeso y de hierro (sideritas).

Estadio geosinclinal tardío. El comienzo de este estadio coincide con el cese del ensanchamiento general del sistema geosinclinal y con el paso a la prepondorancia del apretamiento, que se concentra a lo largo de las zonas de WZB. El número de estas zonas crece, y

por encima de ellas, en su lado pendiente se forman arcos insulares volcanógenos cada vez más potentes; es por esto que en las obras de A. V. Peive y sus colaboradores dicho estadio se denomina *de arco insular* (además, se llama estadio geosinclinal maduro).

Las zonas de WZB y, conformemente, los arcos volcanógenos, pueden surgir en las posiciones siguientes (figs. 75—80): por uno o a ambos lados del microcontinente, es decir, por la parte del océano (la posición más habitual) o de un mar marginal; por encima de un arco más antiguo, surgido en el estadio anterior; en medio de un mar marginal; en el borde del continente. En este estadio el volcanismo toleíta-basáltico se sustituye generalmente por el andesítico (del andesito-basáltico al de dacitas y liparitas); la piroclásica empieza a juzgar gran plan, se forman las capas detríticas volcanógenas. El vulcanismo intrusivo está constituido por plutones relativamente pequeños (stocks, etc.), granitoides, en cuya composición química el sodio todavía prevalece ante el potasio; son dioritas cuarzosas, tonalitas, granodioritas. A sus contactos exteriores están confinados los yacimientos de las menas de magnetita y algunas otras. De modo empírico se ha establecido, en el ejemplo del «anillo andesítico» actual, que rodea al Océano Pacífico, que los focos de formación de las andesitas se encuentran en las zonas de WZB a una profundidad de 120—150 km. El surgimiento de las masas fundidas andesíticas se considera de modo diferente: o como resultado de la afluencia de las soluciones de álcalis y sílice, procedente de abajo a lo largo de la falla, o como producto de la refundición de la corteza oceánica arrastrada a la zona de WZB y sometida a la conversión en eclogita con motivo del hundimiento a grandes profundidades (A. E. Ringwood y D. H. Green, o, si la capa básica de esta corteza no es basáltica, sino de serpentina, el sílice y los álcalis necesarios para fundir la andesita, pueden aparecer en el proceso de deserpentinización del material ultrabásico (O. G. Sorojtin, L. V. Dmítriev y otros). Allí donde las zonas de WZB están inclinadas bajo los continentes, como a lo largo de la periferia occidental actual de Sudamérica, o bajo los macizos medianos (microcontinentes), las andesitas se pueden generar a cuenta de la contaminación de la corteza continental antigua; esto puede explicar la amplia difusión del volcanismo andesítico en los macizos medianos y en los mesogeosinclinales.

Además de los arcos insulares colcanógenos (eugeoanticlinales según J. Aubouin), en el transcurso de este estadio se forman los arcos de origen no volcánico (miogeoanticlinales según J. Aubouin). Algunos de ellos ocupan una posición más èxterna en el sistema geosinclinal, extendiéndose por el lado del océano entre el arco volcánico y la fosa abismal; se forman al arrugarse y abultar la capa sedimentaria (sedimentaria volcanógena), que se acumula en el espacio entre el arco y la fosa; el mismo abultamiento es resultado del desplazamiento de la corteza oceánica bajo la continental en las zonas de WZB. De ejemplos actuales de semejantes arcos no vulcanógenos pueden servir el arco de las Islas Sondas Pequeñas en Indonesia, o la

cordillera subácuea coronada por las Islas Barbados en la región de las Antillas y el Caribe. El otro tipo de los arcos no vulcanógenos ocupa en el geosinclinal una posición más interna; los arcos de dicho tipo se originan en las partes marginales y centrales de los mares periféricos, más cerca del eje de éstos últimos con respecto a los arcos vulcánicos. Al tipo dado pertenecía evidentemente el geosinclinal central del Cáucaso Mayor, formado a comienzos del Jura medio en el proceso de arrugamiento de la formación de pizarra del jurásico inferior del mar periférico del Cáucaso Mayor y el que separó la cuenca epicontinental de la vertiente septentrional del Cáucaso Mayor desde la cuenca de aguas profundas (fosa) de la vertiente meridional; como análogo actual de ésta última puede servir la fosa Okinawa en el Mar Oriental de la China.

El proceso de formación de los arcos volcánicos y no volcánicos geoanticlinales, es examinado por V. V. Beloúsov como manifestación de la *inversión parcial* (la inversión es el cambio del signo de los movimientos) en el desarrollo de los geosinclinales, puesto que es la formación nueva de elevaciones dentro de los límites de los pandeos de anchura mayor que existían antes.

Tanto los arcos volcánicos como los no volcánicos, sobre todo los últimos, sirven de suministradores del material detrítico que integra la formación sedimentaria más característica del estadio geosinclinal tardío, llamada *de flysch*. Establecida por primera vez en los Alpes, de donde procede su nombre popular y donde tiene la edad del cretáceo superior y paleogénico inferior, dicha formación está difundida ampliamente por toda la faja alpina Mediterránea, desde los Pirineos hasta los Himalayos, iniciándose a trechos, como en el Cáucaso Mayor, ya en el jurásico superior. En los Urales se conoce el flysch del paleozoico superior; en el Tian-Shan, el del paleozoico medio; en Kazajstán Central, el del paleozoico inferior; también se tiene información del flysch del proterozoico superior. La formación de flysch es constituida por rocas terrígenas o terrígeno-carbonatadas y se destaca ante todo por su estructura: la componen miles (siendo la potencia de unos kilómetros) de los «ciclitos» decimétricos que se sustituyen uno a otro regularmente en la dirección ascendente de la sección de las capas de gravelitas, areniscas, aleuritas, calizas arenosas y de procedencia pelítica, margas (estas dos rocas existen sólo en el flysch carbonatado) y, por fin, arcillas no calcáreas [1]). Las rocas detríticas de la parte inferior del ciclito están relacionadas por el paso gradual y en su conjunto tienen una textura bien catacterística: las dimensiones de los fragmentos disminuyen paulatinamente en dirección hacia arriba. Esta es la denominada textura de gradación, que testimonia la sedimentación del material detrítico de los torrentes turbios; conforme a esto semejantes rocas detríticas se denominan turbilitas. Al mismo tiempo es un testimonio de la formación del flysch en aguas profundas (antes de

[1]) Esta regularidad fue evidenciada por primera vez por N. V. Vasoevich en 1938.

que fuera establecida esta particularidad [1]) en flysch se consideraba con origen en aguas someras).

Es muy lógico relacionar la procedencia de la pequeña periodicidad de flysch con que los torrentes turbios arrojan periódicamente a la fosa de aguas profundas el material detrítico que se acumula en el declive de las aguas someras del arco insular (el intervalo arco—fosa). De «disparador» para los torrentes turbios pudieron servir las sacudidas tectónicas (y sísmicas); en favor de esto habla la marcada persistencia por los «ciclos» del rumbo de los trojos de flysch, establecida por N. V. Vasoevich y confirmada por otros investigadores. El material detrítico que avanza al fondo del troj, después se transporta a lo largo de su eje por las corrientes longitudinales, lo que es atestiguado por la orientación de las estrías, que cubren habitualmente la superficie inferior de las gravelitas o areniscas, constituyentes el basamento de los ciclitos [2]).

La formación del flysch se inicia, como regla general, en las zonas más interiores del sistema geosinclinal, con frecuencia a costa del arrastre desde los arcos volcánicos que aparecieron sobre el fundamento oceánico, o sea, ofiolítico; y es precisamente por esto que en este flysch temprano se encuentran los fragmentos de material ofiolítico: granos de serpentina, cromita, picotita, etc. A veces cobra desarrollo el flysch tobáceo con participación del material piroclástico. En lo sucesivo, a medida del apretamiento progresivo del sistema geosinclinal y del crecimiento, a veces de la colisión, de los arcos insulares, la zona de formación del flysch emigra hacia el lado del continente, hasta que aparezca el flysch en el miogeosinclinal, por encima de las formaciones de shelf. Comúnmente el flysch en la dirección del shelf continental o los macizos medianos se sustituye por la formación carbonatada o, a veces, por la arenáceo-arcillosa. En este tiempo (parcialmente ya en el estadio anterior) en las plataformas se originan los descensos periféricos del cratón, mientras que en los macizos medianos, los pandeos sobrepuestos y tapados por las *coberteras* llamadas *singeosinclinales* (M. V. Murátov). La compresión del geosinclinal va acompañada de la formación de los mantos tectónicos (charriages); delante del frente de los últimos aparecen las *olistostromas*, que son las formaciones de derrumbe y deslizamiento subácueo, en cuya matriz arcillosa se comprenden los grandes bloques denominados olistolitas y las placas de rocas sólidas, o sea, olistoplacas con volúmenes de 1 km^3 y más. El flysch rico en olistotromas se denomina basto y salvaje (en alemán y suizo, Wildflysch). A veces en dicho estadio tiene lugar el proceso inverso a la colisión de los arcos insulares, o sea, la desintegración de los mismos con la for-

---

[1]) por Ph. Kuenen y A. Migliorini en 1948.

[2]) Estas estrías se refieren a los jeroglíficos (es decir, a los signos de procedencia enigmática, lantes!), más exactamente, a su variedad de mecanoglíficos; otra variedad de jeroglíficos es de origen biológico (bioglíficos), y no es otra cosa que las huellas que dejaron los gusanos y otros animales del fondo al arrastrarse.

mación dentro de los arcos de graben-pandeos, que son intrageosinclinales tardíos, secundarios; de ejemplo antiguo puede servir el pandeo de Adzhar y Trialet en el Cáucaso Menor y de uno contemporáneo, el troj de las Marianas, en el interior del Arco de las Marianas en el Océano Pacífico.

El final del estadio geosinclinal tardío y, por consiguiente, de la etapa geosinclinal propiamente dicha, es la frontera principal en la profusión de los sistemas geosinclinales. Con este límite coincide, como regla, la época fundamental de las deformaciones plegadas de corrimiento, las cuales en aquel entonces ya abarcan no sólo las zonas interiores del geosinclinal, sino también las exteriores, transformando los pandeos en sinclinorios, las elevaciones en anticlinorios, creando los mantos tectónicos (charriages) y formando los orógenos plicativos (sistemas). Según V. V. Beloúsov, esto es el comienzo de la *inversión general* en el fomento del sistema geosinclinal, cuando éste se convierte de una región de hundimiento en región de alzamiento. En tal caso, el complejo ofiolítico de la zona eugeosinclinal, transformando con frecuencia en brecha tectónica, denominada *melange*, resulta cabalgado, y a veces arrastrado con gran amplitud horizontal (hasta 200—300 km), sobre las formaciones de las zonas exteriores, meso- y (0) miogeosinclínales e incluso sucede que sobre las plataformas (Siria, Omán), es decir, la corteza oceánica acabalga sobre la continental, o sea, la corteza continental se desplaza por debajo de la oceánica, fenómeno que recibió el nombre de *obducción* (R. Coleman). En otras ocasiones la corteza continental corre sobre la oceánica, o sea, más exactamente, la corteza oceánica se desplaza por debajo de la continental, lo que se considera típico para la periferia actual del Océano Pacífico, para el Arco de las Antillas del Sur, el Arco de Indonesia y ha recibido el nombre de subducción (A. Amstutz). Unos investigadores (R. Coleman y otros) creen que la obducción es sólo una variedad de la subducción, esto es, el resultado de la desintegración de la litosfera oceánica al desplazarse ésta bajo la continental, la cual tiene una densidad menor que la primera; otros (A. S. Perfiliev, S. V. Ruzhentsev y otros) estiman la obducción como proceso originario y fundamental. Presumiblemente la manifestación de la subducción o la obducción se determinó por la correlación de los flujos caloríficos dentro de los límites de las zonas contiguas de desarrollo de las cortezas continental y oceánica; además, el alto flujo calorífico en la zona oceánica debiera de contribuir a la disminución de su densidad, seguida de la obducción, y viceversa [1]).

Como resultado de la subducción puede desaparecer desde la superficie casi totalmente la corteza oceánica; su desarrollo de antaño

---

[1]) La circunstancia de que a la obducción se somete la litosfera oceánica calentada y, por consiguiente, la obducción se puede originar ya en las condiciones oceánicas (N. A. Bogdánov), se confirma por la presencia, en el basamento de la placa ofiolítica, de las anfibolitas de granates, que son productos del metamorfismo de contacto.

en un sistema geosinclinal dado es atestiguado por la banda estrecha de melange ofiolítica confinada a la falla, así llamada *costura ofiolítica*, a semejanza de la observada en los Cárpatos Orientales entre las zonas de flysch y «cristalina mesozoica» (de Marmarosh). El espacio oceánico antiguo «se cierra» también en el proceso de obducción, pero en este caso la corteza oceánica queda exprimida por sobre la corteza continental de la periferia de los sistemas geosinclinales, formando mantos tectónicos. Con todo esto la corteza continental, más ligera y hundida en la zona de altas temperaturas, emerge de debajo de la oceánica, formando domos de granito gnéisico y causando una impresión errónea de que la asociación ofiolítica se acumulase sobre la corteza continental. Un cuadro análogo se observa en los Urales (A. S. Perfiliev, M. A. Kamaletdinov) y en los Alpes, donde la corteza continental forma los núcleos en los mantos-pliegues tumbados de la zona Pennina, a la vez que las ofiolitas, su envoltura tectónica (M. Lemoine). En resumen, con todas estas deformaciones comienza un orógeno plegado, el que en lo sucesivo interviene con respecto a los pandeos que lo rodean, en calidad de meganticlinorio.

Más o menos simultáneamente con las deformaciones tectónicas, el llenado sedimentario vulcanógeno del eugeosinclinal se somete al metamorfismo regional. En la parte axial del meganticlinorio esto es un *metamorfismo normal de altas temperaturas* de las facies anfibolítica y de esquistos verdes, a veces con la zonificación horizontal bien marcada; mientras tanto, a lo largo del corrimento (charriage) de la totalidad ofiolítica se pone de manifiesto un singular *metamorfismo de baja temperatura y elevada presión*, o sea facies de esquistos azules (de glaucofanalawsonita). Este tipo de metamorfismo se considera concomitante a los minerales de las zonas de Benioff; la presión excesiva, necesaria para su manifestación (para una profundidad dada) se halla asociada con las tensiones producidas al desplazarse a lo largo de estas zonas de fallas. Por fin, con estas épocas coincide también la formación de buena parte de los *batolitos graníticos*; sin embargo, como muestran las investigaciones petrológicas y radiométricas, los batolitos en su conjunto siempre son polifásicos, su formación se retarda decenas de millones de años y la composición evoluciona sucesivamente de granodiorítica y granosienítica a una granítica normal. A diferencia de los granitoides de edad más antigua, estos granitoides se singularizan por una notable preponderancia del potasio ante el sodio y la formación de éstos va acompañada del metasomatismo potásico. Los granitos potásicos se aprecian como terminación de la formación de la corteza continental en el proceso de desarrollo geosinclinal (A. A. Mosakovski). No obstante, los grandes batolitos graníticos se forman, por supuesto, al refundir una corteza continental más antigua sobre las zonas de subducción, o sea, zonas de WZB.

Hace falta atender a que todos estos fenómenos: las deformaciones, el metamorfismo y la formación de los granitos, no se operan al mismo tiempo en toda el área de un sistema geosinclinal, tanto

más de una región, sino que antes en las partes centrales del sistema y con cierto retraso en su periferia. Los macizos medianos suelen ser el campo de manifestación de una época más temprana del diastrofismo, relacionada con el paso transitorio del primer estadio del ciclo al segundo.

Como resultado de todos los sucesos que describimos la etapa geosinclinal propiamente dicha de desarrollo de la región geosinclinal se sustituye por la *etapa orogénica*. No siempre la etapa orogénica es la continuación inmediata de los procesos finales de la etapa geosinclinal, a veces las separa un intervalo durante el que disminuye de modo notable la actividad tectónica. En el transcurso de esta pausa la estructura plegada se nivela, se elaboran las extensas superficies de allanamiento por denudación, entre los depósitos sedimentarios son de importancia primordial las rocas carbonatadas, las pelitas bituminosas y las evaporitas. La falta de la herencia completa entre el desarrollo geosinclinal y el orogénico es atestiguada también por cierta independencia existente entre el plan estructural de la etapa orogénica (sobre todo del estadio orogénico tardío, véase más abajo) y el plan que se formó en el estadio geosinclinal tardío. La formación de las montañas con frecuencia excede el marco de los sistemas geosinclinales y abarca las regiones adyacentes de las plataformas o, viceversa, no afecta ciertos terrenos del propio geosinclinal. A pesar de todo, sería incorrecto negar totalmente la herencia en el desarrollo de los geosinclinales y los orógenos que surgen en su lugar y que con justeza se denominan *orógenos epigeosinclinales* o *primarios*.

La duración de la etapa orogénica, que se catacteriza por una elevada actividad tectónica, generalmente es menor que la duración de la etapa geosinclinal propiamente dicha y forma, como regla, cerca de un tercio de la duración general del ciclo, es decir, es del orden de 30—40 millones de años. Pese a todo, en la etapa orogénica se pueden destacar por lo menos dos estadios (a veces se habla de tres estadios) orogénicos: temprano y tardío.

Estadio orogénico temprano. Al comienzo de la etapa orogénica una buena parte del sistema geosinclinal por lo común es un terreno bajo en cuya área se ha finalizado la formación de la corteza continental. Según la terminología de V. V. Beloúsov, son las *elevaciones centrales*. Los hundimientos permanecen sólo en los bordes del sistema, por donde se hallan aislados los así denominados *pandeos periclinales* (por ejemplo, el de Aktiubinsk en los Urales del Sur, el de Kusaro-Divichinsk en el Cáucaso Sudeste); en el lugar de unión de los sistemas, donde surgen los *pandeos transversales* (por ejemplo, el de Kerch-Tamán entre la Crimea Montañosa y el Cáucaso Mayor), y en alguno que otro punto en sus partes centrales, en las *combas residuales* (un ejemplo es el pandeo en los Cárpatos del Este). Entretanto la mayor parte del sistema se somete a un alzamiento cupular suave, a veces complicado por los desplazamientos a lo largo de las escarpas de falla, engendradas ya en este mismo estadio. A lo largo

de estas fallas empiezan a subir a la superficie las masas fundidas residuales de los batolitos graníticos y tiene lugar un arrebato de la actividad vulcánica terrestre, que da origen a una formación vulcanógena de complicada composición, *de basalto, andesita y liparita*, sus paleoanálogos de los geosinclinales prealpinos se conocen con el nombre de *formación de pórfido* (el devónico del Kazajstán Central, el pérmico de Dzhungaria y de Europa Central, etc.); según H. Stille, es un magmatismo subsecuente, o sea, subsiguiente [1]). Los elementos típicos de la formación porfídica son las tobas soldadas, *ignimbritas*. Las efusiones habitualmente empiezan con las rocas de mayor acidez, los basaltos aparecen más tarde, por supuesto, cuando las fallas alcanzan la capa basáltica de la corteza o el manto. Por otra parte, en las flexiones superpuestas los basaltos ya descansan al pie de las series volcánicas (A. A. Mosakovski).

Con la formación volcanógena terrestre, que ya hemos examinado, se asocian frecuentemente las intrusiones de los granitoides, a veces de naturaleza subvolcánica (focos volcánicos periféricos apagados). Estas, unidas, presentan la *asociación volcano-plutónica* (E. K. Ustíev), espaciada en forma de *fajas volcánicas* (más exacto, volcano-plutónicas), de cuyo ejemplo más eminente sirve la impotente faja volcánica de Ojotsk y Chukotka, que prosigue hacia el sur a través del Territorio del Extremo Oriente y Corea del Sur en China Sudeste. La faja volcánica de Ojotsk y Chukotka se refiere a la categoría, de gran importancia, de las *fajas volcánicas marginales* (E. K. Ustíev, A. A. Bogdánov), que se originan a lo largo de las fronteras de las partes de las fajas que viven la etapa final, orogénica, de su desarrollo, y de las regiones que inauguran la etapa principal, geosinclinal, de su evolución. Un ejemplo contemporáneo de semejante faja es la de los Andes, extendida a lo largo del litoral occidental de Sudamérica y acompañada por una fosa abismal en el Océano Pacífico. La faja de los Andes yace sobre la zona de focos sísmicos de WZB, de pendiente suave en su parte superior, del orden de unos 30° (semejante aplanamiento es propio de los períodos de la orogénesis), por lo que se explica la gran actividad volcánica. La zona de focos sísmicos es al mismo tiempo generadora del magma, pero este magma de las profundidades en su camino hacia la superficie se contamina con la corteza continental. Los batolitos sin chimenea, típicos para las fajas volcano-plutónicas de dicho género, en gran medida son los productos de refundición de la corteza continental, que es más antigua, de su capa granítica.

A medida que crece el orógeno y se desplaza, comúnmente a saltos, la zona de WZB en dirección del Océano, las fajas volcano-plutónicas marginales emigran. Así, la faja de Ojotsk-Chukotka se cambió en el cenozoico por la de Kamchatka Occidental en tanto que la de Kamchatka Occidental fue sustituida por la de Kamchatka Oriental, que todavía mantiene una alta actividad. En la faja de extinción se regis-

[1]) Con respecto al magmatismo inicial (ofiolítico).

tra la sustitución del volcanismo andesítico (más ácido) por el basáltico, como sucedió en la faja de Ojotsk-Chukotka en el período entre el Cretácico y el Paleógeno. La estructura de las fajas volcano-plutónicas con frecuencia se complica por los graben-rifts, de cuyo ejemplo pueden servir el graben del Valle Mediano de Kamchatka, el de Quito en Ecuador y el del Valle Central de Chile en los Andes.

La actividad volcánica y plutónica a veces prosiguen muchas decenas de millones de años después del «cierre» de los eugeosinclinales con la corteza del tipo oceánico, en el proceso de desplazamiento de un bloque continental bajo otro. Como resultado, se forman las fajas volcano-plutónicas que ocupan una posición interior con respecto a los orógenos de nueva formación. Así son la faja volcánica de Transcarpatia, que se extiende en la retaguardia del Arco de los Cárpatos desde la Eslovaquia a través de Ucrania hacia Rumania, y la faja Urmia-Dojtarski en la retaguardia del orógeno de Zagros en Irán. Bajo la faja de Transcarpatia está descubierta una faja profunda subvertical con desplazamiento de unos 20 km (!) a lo largo de la superficie Moho. Este «torcimiento» de las fallas es propio de períodos más tardíos del desarrollo de los orógenos, cuando éste sustituye al allanamiento, observado en períodos más antiguos.

Coetáneamente con las fajas volcano-plutónicas (las cuales, dicho sea de paso, pueden faltar), por ambos lados de las elevaciones centrales del orógeno de nueva formación, se crean las flexiones de relativa estrechez (unas decenas de km, por lo común, menos de 100 km). Por el lado externo, orientado hacia la plataforma, se representa como *pandeo marginal*, que se suele desarrollar por sobre la *costura marginal*, o sea, falla limítrofe entre el geosinclinal (miogeosinclinal) y la plataforma; por el lado interno es un *pandeo de retaguardia*, que tiende a la falla que separaba el geosinclinal del macizo mediano. Los pandeos de ambos tipos en el estadio dado todavía están inundados por depósitos marinos, a veces en un principio de aguas profundas (el pandeo del antepaís de los Urales al comienzo del Pérmico). En lo sucesivo, con motivo del atraso del hundimiento respecto al depósito sedimentario, la comunicación de las cuencas de los pandeos marginales y de retaguardia con el alto mar se hace paulatinamente cada vez más dificultosa. En las condiciones de un clima árido esto favorece la acumulación de evaporitas, comprendidas entre ellas las sales gema y potásica (el pandeo del antepaís de los Urales en la edad de Kungur del Pérmico, el pandeo del antepaís de los Cárpatos y el de la Mesopotamia asiática en el mioceno antiguo y medio). En otras ocasiones se forman las cuencas del tipo euxino (Ponto Euxino es el antiguo nombre griego del mar Negro), contaminadas de sulfuro de hidrógeno, que favorece la acumulación de la sustancia orgánica productora del petróleo. Puesto que la velocidad de crecimiento de la elevación central, que se convierte progresivamente en un orógeno, adelanta cada vez más a la velocidad de hundimiento de los pandeos marginales y de retaguardia, los que se llenan con los productos de derrubio de esta elevación, carecen de profun-

didad y se hacen llanuras aluviales, siendo inundados sólo temporalmente por el mar. En las condiciones de un clima húmedo en semejantes llanuras parálicas se opera un intenso acopio de turbas, que da origen a los yacimientos del carbón.

Las capas sedimentarias de los pandeos marginales y de retaguardia se refieren a la *sobreformación de molasa* e integran la llamada *molasa inferior*, la cual, además, se denomina marina o delgada, a diferencia de la molasa continental, de mayor basteza, que se origina en el estadio orogénico tardío. La molasa inferior tiene, en lo fundamental, composición arenácea arcillosa y difiere del flysch con su periodicidad de ciclos más grandes (metros y decenas de metros en vez de decímetros y algunos metros) y el depósito sedimentario en condiciones de aguas someras y poca profundidad, lo que se expresa en la rica fauna del fondo. Corrientemente se considera, lo que es justo, que el material detrítico componente de las capas de molasa es el producto de derrubio de la elevación central. Pero se debe atender a que a los pandeos marginales avanza asimismo el material, mayormente cuarzoso arenáceo, arrastrado por los ríos desde las plataformas, las cuales en este estadio se desecan (por ejemplo, la antigua plataforma de Europa Oriental, partiendo del oligoceno).

En función de la presencia de sales, carbones o rocas volcánicas, difieren entre sí *las molasas salífera, carbonífera y volcanógena*, que se examinan a veces en calidad de formaciones individuales. Una subformación peculiar de la molasa inferior (o, de nuevo, una formación especial) son las pilas de arcillas bituminosas oscuras o de esquistos arcillosos del tipo de la serie maikopskaya del Cáucaso, de su antepaís y del litoral del mar Negro o de la serie menilítica de los Cárpatos (facies «euxinas», véase más arriba). Su homólogo en cierta medida es el Schliff de la cuenca Vienesa. Las potencias de las pilas de molasa miden muchos miles de metros.

Estadio orogénico tardío. La llegada de este estadio se caracteriza por una ulterior acrecencia brusca del orógeno, tanto en ancho como en alto, a consecuencia de lo que este orógeno plegado se hace alpino mientras que los pandeos que lo circundan retroceden hacia la plataforma y el macizo mediano. Merced a esto las zonas interiores de estas combas se incorporan en alzamiento y se someten a las deformaciones plicativas de corrimiento. Los pandeos marginales se convierten en *antefosas* (*de las precordilleras*), superpuestas más o menos sobre los bordes de la plataforma, las más de las veces sobre los hundimientos periféricos del cratón, surgidos aquí ya en el estadio geosinclinal. Conforme los pandeos de reverso «corren» sobre los macizos medianos y, de ser este desplazamiento por ambos lados del macizo, se confunden en un solo *pandeo entre montes*, el que completa o parcialmente sustituye el macizo mediano que forma su basamento. De ejemplo puede servir la historia de los pandeos de Rión y del Kura en la Transcaucasia, de la depresión de Pannón (Hungría), de la depresión de Lombardia, etc. En el caso de un hundimiento de singular profundidad acompañado del estiramiento y la transforma-

ción de la corteza, en la banda de macizos medios se pueden formar *depresiones minioceánicas*, o sea, las cuencas marinas con la corteza adelgazada del tipo suboceánico, es decir, sin la capa de granito gnéisico, pero que tiene una potente capa basáltica. Así son las depresiones actuales del mar Negro, del Caspio del Sur, del mar Tirreno, del mar Caribe; sus zonas marginales son pandeos lineales con un potente depósito sedimentario del tipo de flysch y se pueden considerar como pandeos geosinclinales en desarrollo.

En otros casos los macizos medianos se hunden parcialmente (por ejemplo, el macizo mediano de Irán) o a veces por entero se arrastran al alzamiento, convirtiéndose en una meseta bastante alta, de 3—4 km (el macizo de Rodop, la Puna-Altiplano en los Andes Centrales, la meseta Irania), la cual, sin embargo, difiere de los orógenos epigeosinclinales propiamente dichos por una menor linealidad, por una estructura más monolítica, por la solidez y el allanamiento de su relieve.

La premisa de la formación de los pandeos entre montes y las depresiones es la aparición de numerosas fallas y desplazamientos a lo largo de estas fallas, que testimonian el cambio del ambiente de apretamiento general por el predominio de un estiramiento. Las fallas surcan también la propia estructura plegada cambiando su constitución cupular por la cupular en bloques, a veces en bloques complicados; de ejemplo puede servir la región de la Gran Cuenca (o zona de cuencas y guirnaldas) en la parte más extensa de las Cordilleras Norteamericanas. La superposición de la estructura en bloques sobre una, más antigua, plegada de corrimiento o de recubrimiento, obstaculiza mucho en evidenciar ésta última, lo que es atestiguado por el ejemplo de las mismas Cordilleras de los EE.UU., así como de la región de unión entre los Cárpatos y Balcanes, etc. Una consecuencia de las mismas deformaciones es el surgimiento, dentro de los límites de los orógenos o macizos medianos elevados, de los *grábenes* o *depresiones superpuestas* de poco tamaño con el acopio en su interior de vulcanitas o sedimentos continentales, a veces lacustres.

La penetración profunda de las fallas más grandes en la corteza consolidada y enfriada, en algunos lugares hasta la astenosfera, da lugar a una intensa actividad volcánica, la cual en este estadio llega casi al máximo; en tal caso, a medida que se profundizan las fallas hacia dentro del manto, los productos de este volcanismo se hacen cada vez más básicos hasta que se forman los extensos mantos basálticos, una especie de los basaltos del mioceno de la meseta de Columbia en las Cordilleras de Norteamérica o de los basaltos doleríticos del Plioceno en Armenia. Según H. Stille, este *magmatismo* de los geosinclinales ya es *final*.

Entre tanto, las antefosas y los encorvamientos entre montes se llenan de *molasa* continental, *superior* o basta, en cuya composición desempeñan gran papel los conglomerados (en las capas jóvenes, guijarrales) a la par con las areniscas (arenas) y arcillas. En la cons-

titución de la molasa superior también toman parte esencial los depósitos glaciares y fluviales. Se encuentran asimismo paquetes de sedimentos marinos, arcillosos y arenáceos o carbonatados, depositados en los pandeos en el período de las ingresiones marinas de corta duración, confinadas a las épocas de cierta disminución de la actividad tectónica. La molasa superior con mayor frecuencia que la interior, se intercala con vulcanitas (con preponderancia en los pandeos entre montes y no en las antefosas), dando origen a la molasa superior volcanógena, una especie de la molasa volcanógena devónica del Kazajstán Central.

Con motivo de que cierta parte de los pandeos marginales se arrastra en las elevaciones del orógeno y desaparece sin pasar a la fase de antefosa (los pandeos de desarrollo incompleto, según E. E. Milanovski) o debido a que la amplitud de hundimiento del fondo depresional resulta ser menor que el aporte del material detrítico, los productos de derrubio de los orógenos se pueden hallar propagados por sobre la plataforma. Esto sucedió, en particular, al final del pérmico al este de la placa Rusa, adonde avanzaba el material desde los Urales, y a los comienzos del pérmico al sur de la placa de Europa Central, dentro del marco de la depresión llana de Polonia y Alemania, donde se acumulaban los productos demolidos procedentes del herciniano de Europa Central.

La molasa superior se somete sólo a las deformaciones débiles de tipo «alemán» (vean el cap. VII); estas deformaciones están relacionadas con la época final de la actividad tectono-magmática del ciclo tectónico dado. Al comparar los planos tectónicos de la región geosinclinal y de sus bordes al comenzar y al finalizar el ciclo, podemos advertir que difieren entre sí mayormente por la distribución opuesta de las elevaciones y depresiones. En efecto, al tiempo que en el principio del ciclo las regiones básicas de elevaciones son los macizos medianos y las plataformas y las de hundimientos son los sistemas geosinclinales, al expirar el ciclo los últimos se convierten en orógenos plegados de corrimiento, en lugar de los macizos medianos se originan los pandeos entre montes y en la periferia de las plataformas se forman las combaduras frontales. Este giro del régimen tectónico de las regiones geosinclinales, o sea, la conversión de las combaduras en elevaciones y de las elevaciones en depresiones, fue nombrado por V. V. Beloúsov *inversión general*. La inversión se inicia en el intervalo entre los estadios geosinclinales antiguo y reciente con la aparición de los geoanticlinales en forma de arcos insulares (inversión *local* o *parcial*), alcanza su manifestación más patente en la época intermedia entre las etapas geosinclinal y orogénica y se concluye al cabo del ciclo. La inversión del régimen tectónico es sin duda una de las particularidades más típicas de los geosinclinales que los hacen diferentes a las plataformas.

No obstante, una inversión acabada durante un sólo ciclo es antes una excepción que una regla. Primeramente, en los sistemas geosinclinales ya en el estadio geosinclinal temprano a menudo hay

presente una cierta cantidad de geoanticlinales (en el relieve de los arcos insulares) heredados del ciclo anterior. Así, en el sistema Uralense los geosinclinales principales, que existían en la etapa herciniana de evolución, fueron heredados desde las etapas baikálica y caledoniana; lo mismo se refiere a la parte oriental, herciniana, del Kazajstán Central (Chinguiz, etc.).

En segundo lugar, como se ha señalado, los hundimientos del final del ciclo no siempre afectan todo el conjunto de los macizos medianos: parcial (por ejemplo, el macizo Dzirulski en la Transcaucasia) o incluso totalmente (el macizo de Rodop en los Balcanes) pueden ser incorporados en el alzamiento. Lo mismo concierne a las partes marginales de las plataformas, que también pueden evitar que se arrastren al hundimiento de las depresiones frontales y, al revés, participar en la subida de la elevación central. Así es la denominada zona Labino-Malkinskaia en la pendiente septentrional del Cáucaso Mayor, la que representa en sí la periferia meridional de la plataforma joven (placa) del distrito de los contrafuertes del Cáucaso afectada por el alzamiento general del Cáucaso Mayor. Otro ejemplo es la meseta del Colorado en las Cordilleras de los EE.UU. que es la saliente oriental de la plataforma Norteamericana. Estos terrenos de las plataformas que entran en el conjunto de los orógenos epigeosinclinales se denominan *macizos extremales* (el macizo extremal del Cáucaso del Norte, el macizo extremal del Colorado, etc.). Por otra parte, no todo el espacio del sistema geosinclinal, ni mucho menos, se somete a la inversión: anteriormente ya hemos mencionado las depresiones residuales, periclinales y transversales.

En tercer lugar, se debe tener presente la incoincidencia de los contornos de las elevaciones y depresiones del comienzo de la etapa geosinclinal y del final de la etapa orogénica, de lo que nos referimos en parte con anterioridad. En particular, las depresiones entre montes y las depresiones de tipo «miniocéanico», de que se trata más arriba, originadas en lo fundamental sobre la base de los macizos medianos en el estadio orogénico tardío, con frecuencia cubren con sus partes periféricas los terrenos vecinos de los orógenos plicativos. De forma semejante el borde septentrional de la depresión entre montes del Kurá en la Transcaucasia está sobrepuesto con su alabeo de Alazano-Agrichai en el ala meridional del meganticlinorio del Cáucaso Mayor; el borde norteño de la depresión del mar Negro descansa sobre el ala sureña de las estructuras plegadas tanto del Cáucaso Mayor como de la Crimea Montañosa; la pequeña depresión Húngara, que es un elemento de la depresión de Pannon, en conjunto con el pandeo transversal de la cuenca de Viena se tragaron por entero el eslabón de unión entre los Alpes y los Cárpatos, etc.

Es de notar, por fin, que la amplitud de alzamiento orogénico siempre resulta menor que la amplitud del hundimiento geosinclinal precedente, es decir, el coeficiente de la inversión siempre es menor que la unidad. Las depresiones geosinclinales no «se vuelven al revés» completamente; aunque registramos dentro de los límites de las

estructuras plegadas de una u otra edad los afloramientos de las rocas de aquel basamento, sobre el que se depositaron los sedimentos de la totalidad geosinclinal principal, estos asomos están ya relacionados con los geoanticlinales heredados o regenerados, ya confinados a los bordes de las depresiones, donde estos depósitos faltaron originariamente o poseyeron una potencia reducida.

El alzamiento de los orógenos epigeosinclinales está asociado de modo evidente con las zonas de flujo de elevada temperatura, del metamorfismo regional y granitización, es decir, del enrarecimiento de la substancia de la corteza y del crecimiento de su capa de granito gnéisico, que alcanza, en resumidas cuentas, la potencia máxima (35—40 km). Hablando metafóricamente, estas estructuras salen a flote de manera isostática en su almohada granítica; en tal caso, en su parte cercana a la superficie se crea la coyuntura de alargamiento general. En la periferia, a lo menos en el estadio orogénico temprano, el estiramiento se cambia por el apretamiento, lo que es atestiguado por las deformaciones de la molasa inferior. A profundidad la compresión se manifiesta incluso en el estadio orogénico tardío; esto se sigue de la determinación de los parámetros dinámicos de los focos sísmicos. Los datos referentes a los arcos insulares de actualidad, a los orógenos periféricos de los océanos (las Cordilleras Norteamericanas, los Andes) y a ciertos orógenos intracontinentales (los Cárpatos Rumanos, el Hindu-Kush, Pamir) ponen en claro que los orógenos epigeosinclinales están conjugados con las fallas sobreprofundas activas, o sea, con las zonas de Benioff, y se desenvuelven en sus labios sobreescurridos, sobre las apófisis verticales de estas fallas, en las regiones de formación antecedente de las andesitas. Pero el flujo calorífico, asociado con estas regiones, a menudo se esparce fuera de sus límites, abarcando los miogeosinclinales e incluso las periferias de las plataformas. Justamente por esto se explican la incorporación de éstas últimas en el alzamiento orogénico y la aparición de las intrusiones de granitoides a lo largo de las fallas transversales, que a veces penetran no sólo en los macizos marginales sino en el marco de la plataforma propiamente dicha (el distrito de Aguas Minerales en el Cáucaso del Norte, la penillanura del Colorado y la periferia occidental de las Grandes Llanuras en Montana).

La suerte ulterior de los orógenos epigeosinclinales, originados como resultado de la evolución geosinclinal, puede ser diferente. Algunas de estas estructuras siguen en alzamiento, aunque moderado, durante un largo tiempo que mide muchas decenas de millones de años; conforme prosigue el hundimiento de las depresiones conjugadas con ellas. Semejantes estructuras y depresiones se denominan póstumas; a título del ejemplo se pueden aducir el Taimir Montañoso y la depresión del antepaís de Taimir (la combadura hacia abajo del Yeniséi y Jatanga). En otras ocasiones los orógenos se someten a un desmembramiento en bloques de singular intensidad con la formación de los graben-rifts longitudinales y las efusiones basálticas. Este proceso, que recibió el nombre de *tafrogénesis* (y el estadio res-

pectivo de evolución, *estadio tafrogénetico*), se patentizó con singular nitidez en la vertiente este de los Urales y en la región trasuralense (el pandeo de Turgai y el distrito de Tiumen), así como en la pendiente este de los Apalaches en las postrimerías del triásico y a principios del Jurá. El estadio tafrogenético es en esencia el inicio de la formación de las plataformas jóvenes, al mismo todavía volveremos en el capítulo respectivo.

Por fin, existen los orógenos epigeosinclinales que no transforman, a pesar de todo, en plataformas estables, sólo se someten un corto tiempo al allanamiento, que se sustituye por una nueva elevación. A aquellos *orógenos recurrentes* [1]) se refiere la región elevada Baikalo-Stanovaia, que existe, por lo menos, desde el paleozoico antiguo (terrenos aislados, antes) y sólo, a lo mejor, en el cretácico tardío y paleógeno temprano tuvo un estado próximo al de llanuras.

§ 4. Evolución policíclica dirigida de las fajas geosinclinales

En el párrafo anterior hemos examinado el desarrollo de la región (sistema) geosinclinal durante un sólo ciclo (etapa). Pero, como hemos señalado al principio de capítulo, la historia de la faja geosinclinal en conjunto abarca varios ciclos semejantes, es decir, el desarrollo aparece policíclico. Entre tanto, ello lleva a la extinción progresiva de las condiciones geosinclinales, es decir, a la desaparición de los espacios con corteza oceánica y al «cubrimiento» de toda la faja por la corteza continental de nueva formación, siendo por lo tanto dirigido.

Como resultado de los sucesos de cada uno de los ciclos sobre la corteza continental antigua crece una más joven, entonces las fronteras continente—zona transitoria y zona transitoria—océano se desplazan en dirección del océano. En las fajas intercontinentales este proceso puede ir simétricamente, es decir, simultáneamente desde ambos bordes continentales, como en la mitad sudoeste Uralense-Siberiana de la faja de los Urales y Ojotsk, o asimétricamente, sólo por un lado, a semejanza de la mitad sureste del Asia Central de la misma faja, donde esta progresaba sólo por el lado del cratón Siberiano. Empero, este acrecimiento no suele ser definitivo: al principio del nuevo ciclo aquella parte periférica del orógeno de nueva formación o de la plataforma joven surgida en su lugar, que está orientada al centro de la faja, o sea, al océano, con frecuencia se vuelve a incorporarse en el proceso geosinclinal (fig. 81) debido a la transformación de los rifts epiorogénicos en mares marginales con la separación de las alas orogénicas, dirigidas al océano, en calidad de microcontinentes, o sea, macizos medianos, que después a menudo se sobreedifican como fajas volcánicas (por ejemplo, al macizo Transcaucásico durante el Jurá y el Cretáceo). Además, no

[1]) Recurrente: repetido, reiterado (lat).

todos los arcos insulares, al finalizar el ciclo de turno, se unen al continente y, por consiguiente, no todos los mares marginales se eliminan, o sea, se llenan de sedimentos y pliegues. Algunos de estos mares siguen estando en hundimiento y llenándose de sedimentos también en el ciclo nuevo, como sucedió, por ejemplo, con la cuenca marina en la retaguardia del arco de Chinguiz-Barbagatai en Kazajstán en el ciclo herciniano (el arco surgió en la etapa salaírica-caledo-

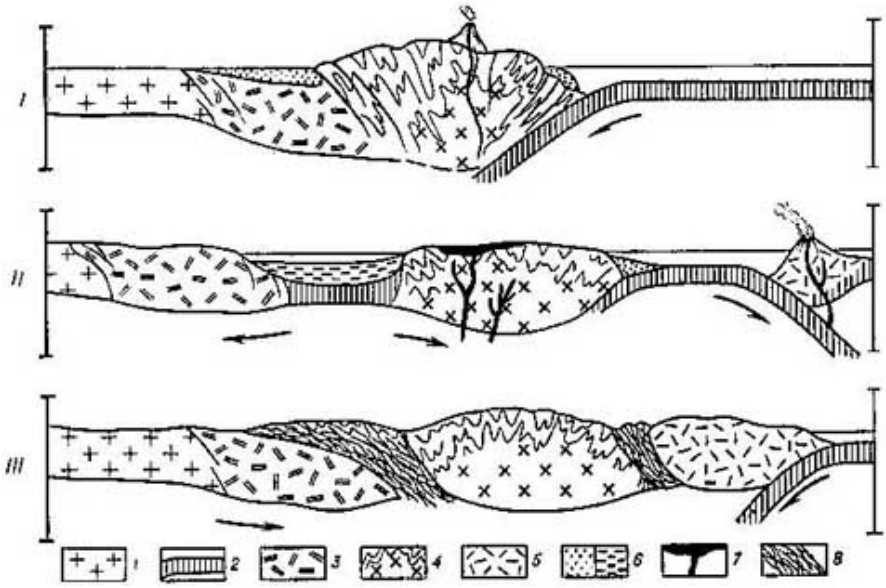


Fig. 81. Desarrollo de la parte periférica de la faja geosinclinal de los márgenes continentales

I — formación del nuevo orógeno, formación de la periferia continental del tipo andino
II — regeneración parcial del régimen geosinclinal en la retaguardia del jóven orógeno, surgimiento de un nuevo sistema geosinclinal en su periferia
III — formación de los nuevos orógenos, orogénesis reiterada (activación) del orógeno surgido en el primer estadio
1 — corteza continental antigua; *2* — corteza oceánica; *3* — corteza continental más jóven, *4* — orógeno, *5* — orógeno más jóven, *6* — molasas; formación aspídica: *7* — vulcanismo orogénico; *8* — efusiones de basaltos y sus raíces, sistemas plegados jóvenes

niana). Por último, ciertos arcos volcánicos se pueden someter, al final del ciclo, a la formación de los rifts y a la desintegración con la formación de los mares interiores de los arcos (los ejemplos contemporáneos son la depresión Oeste de las Marianas, la depresión Lau en Melanesia), que luego se transforman, ya en el nuevo ciclo, en mares marginales.

En resumidas cuentas el sistema geosinclinal de un ciclo dado en una de sus partes, dirigida al continente, se asienta sobre el basamento, formado durante el ciclo precedente, parcialmente plegado y provisto de una corteza de tipo subcontinental (en la periferia y en las elevaciones interiores, o sea, arcos insulares), y parcialmente sin pliegues, pero con una corteza del tipo suboceánico. En el primer

caso las formaciones de los ciclos contiguo son separadas por discordancia, por eso podemos hablar del renacimiento del régimen geosinclinal, de cuyo ejemplo puede servir la zona septentrional, Renoherciniana del geosinclinal herciniano de Europa Central; en el otro caso ellas yacen de modo concordante y la evolución va heredada, como en la zona meridional, de Sajonia y Turingia, del sistema herciniano de Europa Central. Mientras tanto la otra parte del sistema geosinclinal, dirigida al océano, se forma, sobre todo en las fajas de bordes continentales, a expensas de la incorporación de la periferia del propio océano al proceso geosinclinal por medio de la nueva formación, de las zonas de WZB y de los arcos insulares y las fosas oceánicas, relacionados con ellas, transformándose el espacio oceánico cercado de este modo en nuevos mares marginales, una especie del mar de Behring. Una ilustración de todo esto es la evolución cenozoica de la periferia occidental del Océano Pacífico.

De esta forma, el desarrollo de la faja geosinclinal va de un ciclo a otro, según notó hace mucho H. Stille, de acuerdo con el esquema «dos pasos adelante y un paso atrás» con la desaparición de los sistemas geosinclinales periféricos al final de cada uno de los ciclos del turno, con su regeneración parcial y el asentamiento de los nuevos sistemas al comenzar el nuevo ciclo. Este proceso sigue hasta que el espacio oceánico de antes es llenado por la corteza continental, lo que tuvo lugar en la faja de los Urales y Ojotsk y en la del Atlántico del Norte al cabo del paleozoico.

Esta corteza continental no es completamente de nueva formación: en su composición se registra una corteza más antigua, la del precámbrico de los macizos medianos, que suele ser transformada. En el resto del área la capa basáltica está constituida a costa de la corteza oceánica, o sea, del complejo ofiolítico del estadio anterior al estadio geosinclinal, intensamente deformado, sometido al metamorfismo regional de las facies antibolítica granulítica y a la plagiogranitización (Na-metasomatosis); mientras que la capa granítica se integra a cuenta de las rocas sedimentarias vulcanógenas del estadio evolutivo geosinclinal propiamente dicho, deformadas intensamente, metamorfizadas en las facies de esquistos verdes y anfibolítica, sometidas al K-metasomatosis y granitizadas. La capa granítica de nueva formación «sobreedificada» parcialmente a la corteza continental antigua, en tal caso parte de los granitos es el producto de refundición de ella (anatexis). Los bloques de la corteza antigua transformada y de la joven se alternan en la sección transversal de los orógenos epigeosinclinales y del fundamento de las plataformas jóvenes, además en las fajas intercontinentales los primeros predominan ante los segundos por cuanto los sistemas geosinclinales fueron afectados por un intenso apretamiento lateral. Estos bloques se hallan separados por fallas subverticales, cuya inclinación abrupta se debe a la «torsión» de las zonas de WZB en el estadio conclusivo de la orogénesis, cuando se termina la absorción de la corteza oceánica y los bloques continentales antiguos hacen contacto directo entre sí o,

como se dice tiene lugar la colisión de ellos. Con todo esto las totalidades ofiolíticas, anteriores al geosinclinal, asoman a la superficie ya sea en forma de melange en las «costuras ofiolíticas» en lugar de las zonas antiguas de WZB, o bien en forma de placas en las zonas de obducción de la corteza oceánica, es decir, de su corrimiento de pendiente suave sobre la continental. Estas circunstancias explican el hecho de que los perfiles del sismosondeo profundo que atraviesa las regiones geosinclinales plegadas antiguas acusen un desarrollo continuo de la corteza continental, fragmentada en bloques por fallas profundas verticales mientras que las ofiolitas quedan como formaciones sin raíces.

Así pues, la formación de la nueva corteza continental en las fajas geosinclinales del fanerozoico es la consecuencia conjunta de los procesos de volcanismo, de depósito sedimentario, de deformación tectónica, de metamorfismo regional y granitización, que tienen aquí valores extremales en comparación con el resto de la superficie del planeta.

Capítulo VII

Plataformas continentales, su constitución y desarrollo

§ 1. Caracteres comunes de las plataformas continentales

Las plataformas son un elemento principal en la estructura de los continentes y se contraponen a los orógenos epigeosinclinales y a los ceosinclinales, que ocupan la posición periférica continental o intermedia entre los continentes. Por todas sus particularidades *las plataformas continentales son los bloques de la litosfera engrosada* (hasta 200—300 km) *de gran extensión* (de muchos kilómetros de diámetro) *estables*, consolidados por plegamiento e intrusiones graníticas, opuestos a las zonas activas geosinclinales, que, al extinguirse, les dieron comienzo. El área de las plataformas es de algunos millones de kilómetros cuadrados. Por sus contornos las plataformas son polígonos irregulares cuyos lados son formados por las fallas marginales de los geosinclinales vecinos. Así, los contornos de la parte principal de la plataforma Europea Oriental antigua (prebaikálica) se definen al nordeste por la falla marginal del sistema geosinclinal baikálico de la península de los Pescadores-Timán, al este por el sistema geosinclinal baikálico-herciniano de los Urales, al sur por el geosinclinal paleozoico de la llanura de Crimea y de la región Precaucásica (el Donbás es una nueva formación herciniana), al sudoeste por el sistema geosinclinal de los Sudetes, de los paleo-Cárpatos y Dobrudzha, al noroeste por el geosinclinal caledoniano de la parte occidental de la península Escandinava (fig. 82, A). Por análogas líneas quebradas, coincidentes con las fallas marginales de los geosinclinales adyacentes, también está limitada la antigua plataforma Siberiana (fig. 82, B), al igual que las demás plataformas antiguas. De esta forma, las áreas de las plataformas son los terrenos no afectados por fragmentación, con la cual están relacionados el asentamiento y desarrollo de las fajas geosinclinales circundantes. Los geosinclinales constituyen la limitación de las plataformas, que a su vez sirven de marco para las zonas geosinclinales. En el período del orogénesis las fallas marginales, por lo general se transforman en corrimientos de las estructuras plicativas sobre la plataforma.

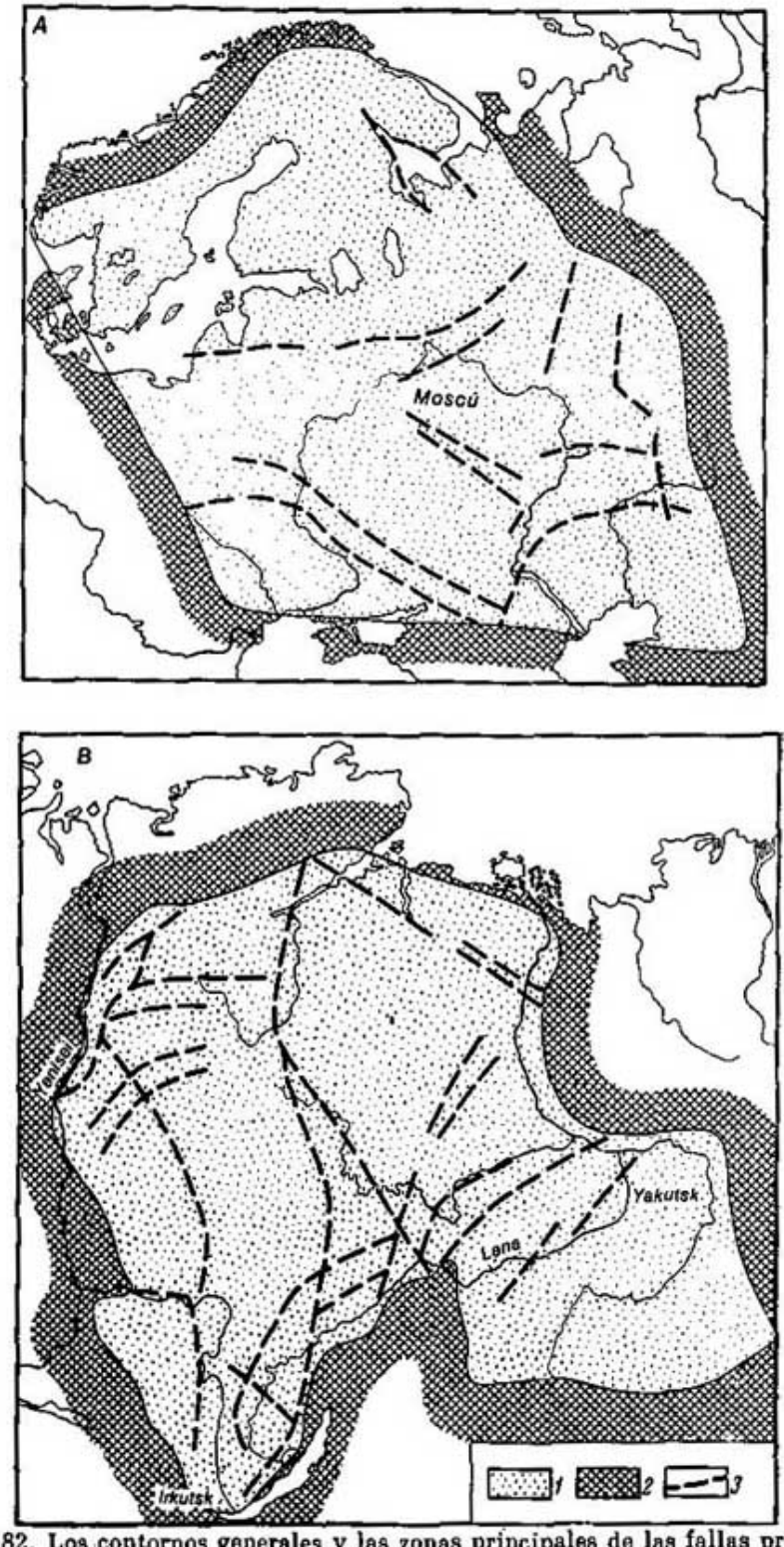


Fig. 82. Los contornos generales y las zonas principales de las fallas profundas de las antiguas plataformas Europea (A) y Siberiana (B)

1 — plataformas; *2* — fajas geosinclinales; *3* — zonas de fallas profundas

Los contornos de las plataformas y geosinclinales se marcan de nuevo al principiar cada ciclo tectónico de turno como resultado de una interacción enérgica. Los sistemas de las fallas profundas paralelas densamente situadas y los de los rifts que surgen a su lado, engendran a los geosinclinales que circundan a las plataformas, pero algunas de estas fallas profundizan en el cuerpo de la plataforma, a veces atravesándola por entero. A lo largo de las fallas más activas, de este género en la plataforma pueden penetrar a manera de golfos las excrecencias de los geosinclinales adyacentes (geosinclinales interiores del cratón o literales) o surgir las zonas interiores de la plataforma de elevada actividad, que recibieron el nombre de aulacogenos (véase más abajo). Otras fallas delimitan las fronteras de las grandes estructuras positivas y negativas de la plataforma. Las fallas que cortan el cuerpo de la plataforma van en dirección paralela a los sistemas predominantes de fallas de los geosinclinales contiguos mientras que en conjunto dibujas una red de líneas en intersección de varias direcciones, lo que explica la falta de una orientación principal en las estructuras interiores de la plataforma. Empero, en las aproximaciones de los geosinclinales periféricos se registra la preponderancia de las fallas de correspondiente orientación: por ejemplo, longitudinales en la parte oriental de la plataforma Europea del Este y las alineadas en el sentido latitudinal (ONO—ESE) en su parte meridional. Al contrario, en las regiones centrales de la plataforma abundan estructuras que son de lo más cercanas a las isométricas.

A pesar de que los contornos de las plataformas en lo fundamental quedan determinados por las fallas de profundidad, el tránsito de las plataformas a los geosinclinales colindantes en ciertos tramos puede ser bastante gradual. Esto se explica debido a que las plataformas se orlan con frecuencia no por fallas aisladas, sino por zonas enteras de fallas paralelas, a lo largo de las cuales el fundamento va sumergiendo de modo escalonado. Además, durante unas épocas unas fallas juegan el papel de fallas marginales, principales de la plataforma y en otras épocas lo desempeñan otras fallas.

La constitución de la corteza terrestre dentro de los límites de las plataformas continentales es de dos o tres capas: la capa sedimentaria (cobertera de sedimentos), que ausenta a trechos, y las así llamadas capas granítica y basáltica. Es individual la brusca frontera entre la capa sedimentaria, integrada por las rocas débilmente dislocadas y poco compactadas y que, respectivamente, poseen velocidades bajas de las ondas sísmicas, y las formaciones subyacentes, fundamentales de la plataforma, generalmente bien dislocadas, compactadas, metamorfizadas, atravesadas de intrusiones correspondientes a la capa granítica geofísica. Precisamente estas diferencias radicales entre la cobertera y el fundamento condicionan la constitución de los pisos, tan típica para una plataforma. En cambio, la frontera entre las capas «granítica y basáltica», está patentizada en las plataformas de modo indeterminado y, como enseñaron por primera vez las investi-

gaciones, basadas sobre el método del Sondeo Sísmico Profundo (SSP) y realizadas en la placa Rusa por Yu. N. Godin y sus colaboradores, a la par con la superficie de Konrad se evidencian una fila más de las superficies sísmicas de discontinuidad. Como resultado la corteza consolidada, formada durante la prehistoria geosinclinal de la plataforma, se divide en varias capas con densidad sucesivamente creciente en dirección hacia abajo.

La potencia de la corteza, dentro de los márgenes de las plataformas, se oscila entre los límites de 35—45 y hasta 50 km, acusando cierto acrecentamiento desde las plataformas más antiguas hacia las más jóvenes (R. M. Demenitskaia). Las causas más palpables de este adelgazamiento de la corteza son: 1) el número reducido de los ciclos de evolución geosinclinal y, por consiguiente, la falta de sedimentación potente y granitización, propias de las plataformas antiguas; 2) la denudación de extensos períodos de los terrenos elevados de la plataforma, surgidos hace mucho tiempo y más estables. Además, se observa la tendencia a disminuir la potencia de la corteza desde las depresiones interiores de las plataformas hacia las elevaciones, relacionada con la merma de la cobertera sedimentaria y con el derrubio del fundamento. Sin embargo, esta tendencia a veces bruscamente se perturba, por ejemplo, el escudo Ucraniano se caracteriza con una potencia elevada de la corteza (V. B. Sologub, A. V. Chekunov). En las depresiones más profundas de los taludes de plataforma, de tipo de la Precaspiana, la del mar del Norte, la del golfo de México, la del norte de la llanura baja Siberiana Occidental, al tiempo con el aumento de la potencia de la capa sedimentaria tiene lugar un adelgazamiento, incluso acuñamiento, de la capa granítica de la corteza, así como la disminución general de la potencia de esta última, posiblemente, a consecuencia del acopio sedimentario de la cobertera inmediatamente sobre la corteza oceánica, pero, es evidente, no primaria, sino surgida en el proceso de conversión de la corteza continental en oceánica. Por lo general, para las plataformas antiguas es característico que la potencia de la capa basáltica exceda sobre la granítica, ante todo, dentro de los límites de los escudos (I. S. Volvovski).

A excepción de los terrenos análogos a la depresión Precaspiana, las plataformas continentales, en el transcurso de buena parte de su historia postgeosinclinal eran las regiones de acopio de las formaciones (fig. 83) preponderantemente de aguas someras (neríticas) y continentales; las sedimentaciones de relativa profundidad se encuentran en las plataformas únicamente a modo de excepción. La composición de los sedimentos es uniforme en áreas enormes: vale mencionar las capas calcáreas-dolomíticas del Ordovícico de las plataformas Siberiana y Norteamericana, los depósitos arenáceo-arcillosos del Cretáceo inferior y los cretáceo-margosos del Cretáceo superior de la plataforma Europea Oriental. Las alteraciones faciales litólogas se realizan con extraordinaria lentitud, las fronteras de algunas zonas faciales pueden ser marcadas sólo convencionalmente.

Con la misma suavidad cambian las potencias, además, como regla general, las potencias de las sedimentaciones coetáneas del orden de los pisos estratigráficos en las plataformas son varias veces (3—10) menores que en los geosinclinales. Estas diversidades de potencia

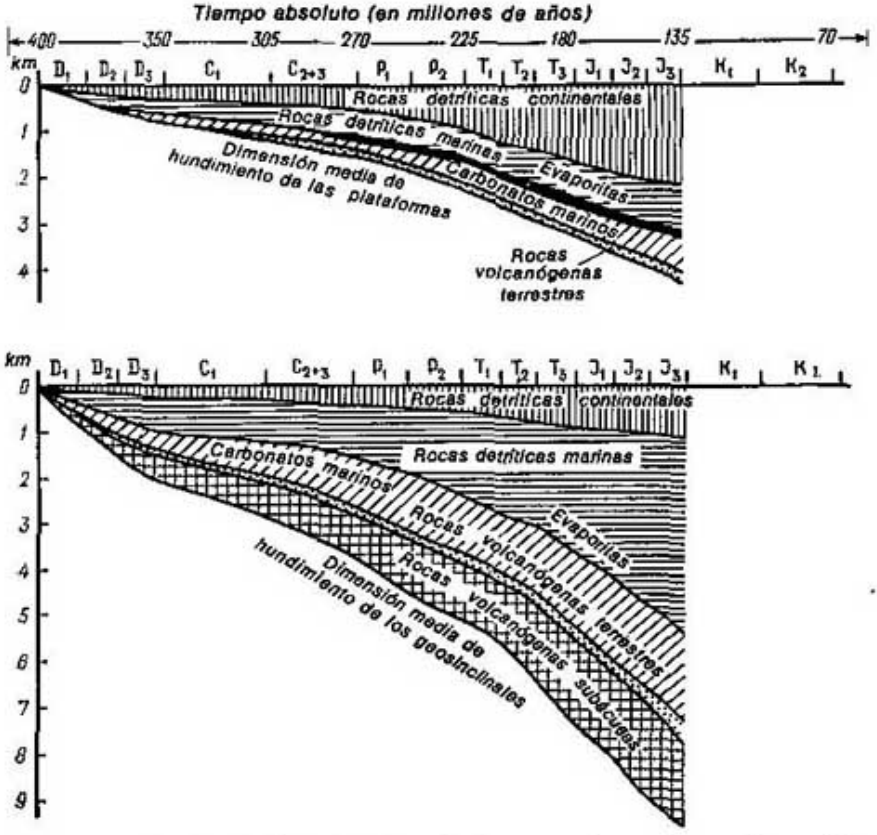


Fig. 83. Acumulación de los depósitos de diverso tipo y dimensión media del hundimiento de la plataforma (arriba) y de los geosinclinales (abajo) (según A. B. Rónov)

disminuyen a medida del aumento del tamaño de las subdivisiones estratigráficas que se comparan, así que las potencias máximas de sedimentos de un ciclo entero en las plataformas son menores en no más de dos veces que en los geosinclinales (10—12 km ante 20—25 km). Ello se explica porque en las condiciones de las plataformas las zonas de combaduras máximas conservan su posición invariable durante largo tiempo mientras que en los geosinclinales constantemente se trasladan, migran en el espacio. En las depresiones de plataforma en forma de graben confinadas a los aulacogenos, las potencias de ciertas subdivisiones y los gradientes de su cambio por el área pueden ser próximas a las de los geosinclinales: así, la potencia del piso famennense en la parte del Prípiat de la depresión del

Dniéper y Donetz llega a 1,5 km en tanto que la potencia del cretáceo superior en la zona Kuiavo-Pomorskaia de Polonia, a 3 km (según los datos sísmicos), etc.

El magmatismo de las plataformas, en comparación con el de los geosinclinales, se distingue por tener productos menos diversos, integrados casi exclusivamente por las derivadas del magma basáltico, toleíto-basáltico a alcalino-basáltico, así como por su volumen, considerablemente menor, y por su manifestación esporádica.

Lo característico de las plataformas es la disposición suave, casi horizontal en el espacio muy extenso de la cobertera sedimentaria, complicada sólo con un plegamiento débil del tipo lineal interrumpido o interrumpido, relacionado preponderantemente con los desplazamientos de los bloques del fundamento a lo largo de las fallas (el denominado plegamiento reflejo, véase el cap. XI, § .1). Un plegamiento más intensivo se registra sólo en terrenos aislados: en las depresiones de acopios salinos (tectónica salina), cerca de las márgenes de los geosinclinales vecinos, como, por ejemplo, en la depresión del Lena y el Angará, de Guissar Sudoeste, en la combadura de Sichuán y, por último, en las zonas de aulacogenos (Manguishlak, la zona de plegamiento de Yen-Shan en China), los cuales en este aspecto también se aproximan a los geosinclinales. Los corrimientos notables y sobre todo de pendiente suave en las plataformas generalmente no existen. Como regla común, en las plataformas no se manifiesta en gran medida el metamorfismo regional y de dislocación, aunque los horizontes más inferiores de la cobertera sedimentaria, que se hallaban largo tiempo bajo la acción de una carga notable, por ejemplo, el riféico de la plataforma Rusa, muestran los indicios del estadio inicial del metamorfismo regional (A. V. Kopeliovich). Lo mismo se refiere al llamado «piso estructural intermedio» (véase más abajo) de las plataformas jóvenes.

En el relieve actual las plataformas están patentizadas por llanuras continentales o por mares de shelf del tipo del Báltico, de Azov y Amarillo. A veces entre ellas se encuentran altiplanos de hasta 1000—1500 m de altura, del tipo de la cadena de montañas bajas del Yeniséi, de los Montes de Birranga, de los Urales, lo que singulariza a las partes «activizadas» de las plataformas (véase el cap. VIII).

Las anomalías gravitacionales, dentro de los límites de las plataformas, son de dibujo mosáico, tienen amplitud y gradiente pequeños, la corteza terrestre se halla en el estado próximo al equilibrio isostático. La actividad sísmica está reducida al extremo, excepto en las regiones adyacentes a los geosinclinales activos y las zonas de rift. También el gradiente geotérmico es considerablemente menor (2 — 4 veces) que en los geosinclinales; los valores más pequeños del flujo calorífico son propios de los escudos cristalinos de las plataformas antiguas. Los bordes de los geosinclinales, por ejemplo, Stavropolie, en este sentido forman una excepción. Las anomalías magnéticas, relacionadas con la composición del fundamento, son

mosáicas en los terrenos de sus bloques más antiguos (arcaicos) fuertemente metamorfizados y granitizados y son lineales en los terrenos de edad más joven, del Proterozoico temprano.

Unas palabras acerca de la historia de desarrollo de las nociones respecto a las plataformas. Mientras que la doctrina sobre los geosinclinales se engendró en América del Norte y después se desenvolvió largamente con preponderancia en Europa Occidental, el estudio de las plataformas desde el mismo principio estuvo elaborado más enérgicamente por los científicos rusos. A. P. Karpinski, basándose en el ejemplo de la placa Rusa, mostró por primera vez que las regiones de plataforma también experimentan movimientos tectónicos notables, advirtió las leyes regulares más importantes de su manifestación y junto con A. P. Pávlov evidenció allí la existencia de grandes perturbaciones tectónicas. A. P. Pávlov, y luego A. D. Arjánguelski, S. N. Bubnov, A. N. Mazarovich y N. S. Shatski han elaborado la nomenclatura de las estructuras de plataforma. A. P. Karpinski, I. M. Gubkin y N. S. Shatski han enunciado la idea de que los movimientos de las plataformas y las alteraciones originadas en éstas son tanto resultado de los propios movimientos de su fundamento como consecuencia de los procesos que transcurren en los geosinclinales vecinos. Este pensamiento se concretó en las obras ulteriores de los geólogos soviéticos.

N. S. Shatski aplicó al análisis de la historia de la plataforma Europea Oriental el método de confección de los mapas paleogeológicos; para la plataforma Norteamericano lo hizo A. I. Levorsen; debido a esto se puso en evidencia en la cobertera sedimentaria la existencia de varios pisos estructurales independientes con diferente plan de constitución. A Shatski también pertenece el establecimiento del hecho de que las plataformas son constituidas de bloques (en forma general esta idea ya fue enunciada por Karpinski); él describió una serie de estructuras singulares, coherentes a los contornos angulosos de las plataformas.

V. V. Beloúsov confeccionó para la placa Rusa los primeros mapas de las facies y de las potencias a la vez que A. B. Rónov aplicó a ésta misma el método volumétrico de investigación de los movimientos tectónicos; esto permitió poner en claro ciertas particularidades propias de los movimientos de las plataformas en comparación con los geosinclinales (tardanza de las transgresiones, etc.). Ya los primeros resultados del sondeo de apoyo han mostrado que la historia de la placa Rusa y su constitución de profundidad son considerablemente más complicadas que lo que se figuraba antes y que la herencia en la evolución de las plataformas no tiene valor absoluto, ya que un papel esencial pertenece a las formaciones nuevas (A. A. Bakírov y M. F. Mirchink). En lo sucesivo, el estudio de la plataforma Siberiana permitió destacar varias distinciones entre este tipo de plataformas y las plataformas del tipo de la Europea Oriental, y establecer nuevos géneros de grandes estructuras de plataforma (sineclisas superpuestas, etc., según P. E. Hoffman). La aplicación de los métodos radiológicos para determinar la edad absoluta de las rocas virtió luz sobre la historia temprana de las plataformas antiguas (A. Holmes, Yu. M. Sheinmann, E. V. Pavlovski y otros).

En la literatura soviética también por primera vez fueron enseñadas las singularidades de constitución y desarrollo de las plataformas jóvenes (N. S. Shatski, A. L. Yanshin, B. A. Petrushevski, R. G. Garetski, N. A. Krilov, A. N. Shlezinguer). Los datos geofísicos concedieron un material de importa para descubrir la estructura del fundamento y definir las correlaciones de ésta con la estructura de la cobertera (E. E. Fotiadi, Yu. N. Godin, A. A. Borísov, V. B. Sollogub, A. V. Chekunov). Los geólogos soviéticos hicieron mucho para explicar la especificidad del magmatismo de plataforma (Yu. M. Sheinmann, Yu. G. Staritski, V. L. Masaitis). Por último, varias obras de importancia fueron dedicadas al plegamiento de plataforma (L. N. Rozanov, V. D. Nalivkin, O. M. Mkrtchán y otros).

§ 2. Constitución interior de las plataformas

Todas las plataformas continentales, o sea, *cratones*, han surgido en lugar de los geosinclinales de edad más antigua. Las rocas originadas durante la prehistoria geosinclinal de las plataformas integran su *fundamento* (en inglés *basement*, en francés *socle*, en alemán *Grundgebirge*), basamento plegado o zócalo. Como regla general, son intensamente plegados y más o menos metamorfizados; en su composición forman parte esencial las formaciones magmáticas, tanto efusivas como intrusivas; entre éstas últimas son específicos los granitos. En caso de predominancia, en el fundamento, de las rocas altamente metamorfizadas — gneises, esquistos cristalinos el fundamento se denomina *cristalino*; este fundamento es común para las plataformas antiguas. El fundamento se cubre de masas de rocas no metamorfizadas sedimentarias y a trechos volcánicas, como regla general, débilmente alteradas, yacentes a grandes distancias en dirección casi horizontal. Esta masa forma la *cobertera sedimentaria* de la plataforma y corresponde a la etapa de plataforma en la evolución del territorio dado. Por lo común, la cobertera sedimentaria se separa del fundamento por una discordancia regional de manifestación patente, a la vez que desde la terminación de la formación de las rocas fundamentales hasta el inicio del acopio de la cobertera sedimentaria pasa un intervalo notable de tiempo, medible en decenas e incluso en centenas de millones de años. No obstante, esto se refiere en plena medida sólo a las plataformas antiguas con fundamento precámbrico. En las plataformas jóvenes las diferencias entre el fundamento y la cobertera se expresan de modo más suave, entre ellos con frecuencia se intercalan los pisos estructurales intermedios por su grado de plegamiento y metamorfismo. Esto lo examinaremos más detenidamente a continuación.

La edad de una plataforma se establece en base a las correlaciones de edades existentes entre el fundamento y la cobertera sedimentaria, e indicadoras del tiempo de terminación del desarrollo geosinclinal y de establecimiento del régimen de plataforma (fig. 84). Según ha propuesto N. S. Shatski, las plataformas se denominan epicaledonianas, epihercinianas, etc. (el prefijo griego «epi» significa «después»). Las plataformas formadas ya a los mediados del Proterozoico reciben el nombre de antiguas; las plataformas surgidas más tarde: epibaikálicas, epicaledonianas, epihercinianas, el de jóvenes; entre estas dos categorías de edad de las plataformas se advierten diferencias muy esenciales tanto en el desarrollo como en la constitución.

De la edad de las plataformas se puede referir en un aspecto algo diferente, analizando el plan estructural de cierta etapa tectónica. En este sentido se pueden contraponer la plataforma Europea Oriental herciniana, o sea, del Paleozoico medio y tardío, a los geosinclinales hercinianos de los Urales, del Cáucaso, y de los Cárpatos en tanto que la plataforma Europea Oriental caledoniana, o sea del Paleozoico antiguo, el geosinclinal Escandinavo caledoniano, etc.

Al examinar el mapa geológico de los territorios de plataforma, vemos por un lado, áreas más o menos extensas de afloramiento de las rocas del fundamento cristalino y, por otro lado, áreas cubiertas con la cobertera sedimentaria. Las primeras se denominan *escudos* (dentro de los límites de las plataformas antiguas, escudos cristalinos) y las segundas (en la literatura geológica rusa, según propuso A. D. Arjánguelski), placas[1]). El diámetro del escudo alcanza

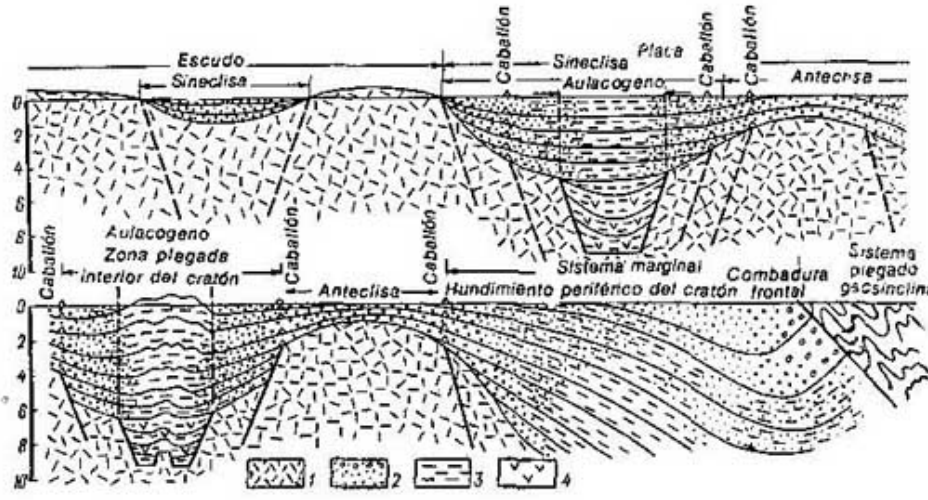


Fig. 84. Elementos principales de la constitución interior de las plataformas: *1* — fundamento; *2 — 4* — cobertera: *2* — sedimentaciones detríticas, *3* — sedimentos arcillosos y carbonatados, *4* — efusiones básicas

1000—1500 km; el de la placa, 1500—2000 km (de acuerdo con las mediciones efectuadas por V. D. Nalivkin). Lo específico de los escudos se radica no sólo en que están exentos actualmente de la cobertera sedimentaria, sino también en que, a consecuencia de la tendencia de una elevación prolongada, propia de ellos, no fueron cubiertos en el decurso de toda, o casi toda, su prehistoria, representando en sí regiones de derrubio. Así son el estudio Báltico de la plataforma Europea, el escudo de Aldán de la plataforma Siberiana, el escudo Canadiense de la plataforma Norteamericana, etc.[2]) Dentro

---

[1]) En la literatura extranjera, a veces en la de la URSS (V. G. Vasíliev), las placas con frecuencia se denominan plataformas en tanto que los escudos no se incluyen en el concepto de estas últimas. De esta forma, resulta que las plataformas + los escudos = el cratón, a la vez que en la URSS se considera que las placas + los escudos = la plataforma.

[2]) Se debe tener presente que los escudos pudieron, en ciertos períodos, parcial e incluso enteramente recubrirse: por ejemplo, el escudo Báltico en el Cámbrico y Ordovícico, el del Aldán en el Cámbrico, el Canadiense en el Ordovícico; pero estos períodos formaban generalmente menos del 10% del tiempo general de existencia del escudo.

de su marco se destacan los *bloques arcaicos*, o sea, los *núcleos de los escudos*. Las áreas de asomo o descanso poco profundo (centenas de metros bajo la superficie) del fundamento, en cuyos límites éste se recubrió en lo pasado por una cobertera sedimentaria de poca potencia, que se acumulaba con interrupciones más o menos notables, se denominan en la literatura soviética (no muy acertadamente) *macizos* (macizos cristalinos). De ejemplos pueden servir los macizos de Vorónezh y Bielorruso de la plataforma Europea Oriental, el macizo de Anabar de la plataforma Siberiana, el macizo Ozark de la plataforma Norteamericana.

Dentro de los límites de las placas se distinguen elevaciones y depresiones grandes y de pendiente muy suave (el ángulo de inclinación de las alas forma, por lo general, menos que 1°). Las primeras se denominan, según Mazarovich — Shatski, anteclisas y las segundas, según Pávlov — Shatski, sineclisas. La anteclisas y sineclisas son el producto de una evolución duradera; conforme la cobertera sedimentaria en el terreno de las primeras se distingue con una potencia reducida (hasta 1—1,5 km), con pausas considerables, con la preponderancia de los sedimentos continentales y laterales; en las sineclisas la potencia de la cobertera se acrecienta hasta 3—5 km, las interrupciones son más raras, entre los depósitos se superan los sedimentos del alto mar. Los macizos, mencionadas más arriba, son de hecho las partes centrales de las anteclisas, con la disposición elevada del fundamento (es por esto por lo que se habla ya del macizo de Vorónezh, ya de la anteclisa de Vorónezh). Las sineclisas típicas son la Moscovita (Rusa Mediana) y la Báltica de la plataforma Europea, la Tunguskaia y la del Viliui de la plataforma Siberiana, la de Ordos y la de Sichuán de la plataforma de China y Corea.

Las sineclisas se pueden situar también entre los escudos, en forma de áreas cubiertas de una capa sedimentaria de poca potencia (hasta 1,5—2 km) y rodeadas por todos lados con las rocas del fundamento. Así son la sineclisa del golfo de Botnia dentro de los márgenes del escudo Báltico. El diámetro de las sineclisas y anteclisas es de 500—1000 km, rara vez algo más.

Las anteclisas y sineclisas se desarrollan establemente durante, por lo menos, un ciclo tectónico, a veces varios ciclos. Al pasar de un ciclo a otro, el plan de su disposición puede experimentar cambios esenciales. Las anteclisas pueden quedar absorbidas por extensos terrenos de inflexión y convertidas en estructuras sepultadas del tipo de la anteclisa del Volga—Ural, de la Europea Oriental y de la Transcontinental de la plataforma Norteamericana. Las sineclisas se pueden incorporar al alzamiento por grandes regiones y quedar en sus alas, como esto ocurrió, por ejemplo, con la sineclisa Báltica del paleozoico antiguo, incorporada en el devónico al alzamiento general del escudo Báltico y de su periferia y transformada en ala de la sineclisa Moscovita. Finalmente, las sineclisas se pueden originar de nuevo al fragmentarse las anteclisas de mayor edad y dimensión. A semejantes sineclisas superpuestas se refieren la sineclisa de

Tungusska, surgida en el paleozoico medio en la plataforma Siberiana, la sineclisa de Ordos de la plataforma China, que tuvo origen en el Paleozoico tardío, etc.

A pesar de estos cambios, es dudable que sea oportuno aplicar, para grandes estructuras de plataforma consideradas en el aspecto histórico, los términos especiales «subgeoanticlinal» y «subgeosinclinal», propuestos por M. M. Tetiáiev y V. V. Beloúsov. Basta con señalar el período de su desarrollo. Por ejemplo, la sineclisa Moscovita herciniana y alpina temprana, la anteclisa del Volga—Ural caledoniana y herciniana temprana, etc.

Dentro del marco de las anteclisas y sineclisas con frecuencia se aíslan las bóvedas y depresiones redondeadas o débilmente ovaladas. Su diámetro, en promedio, es de 150—300 km. Los ejemplos son:

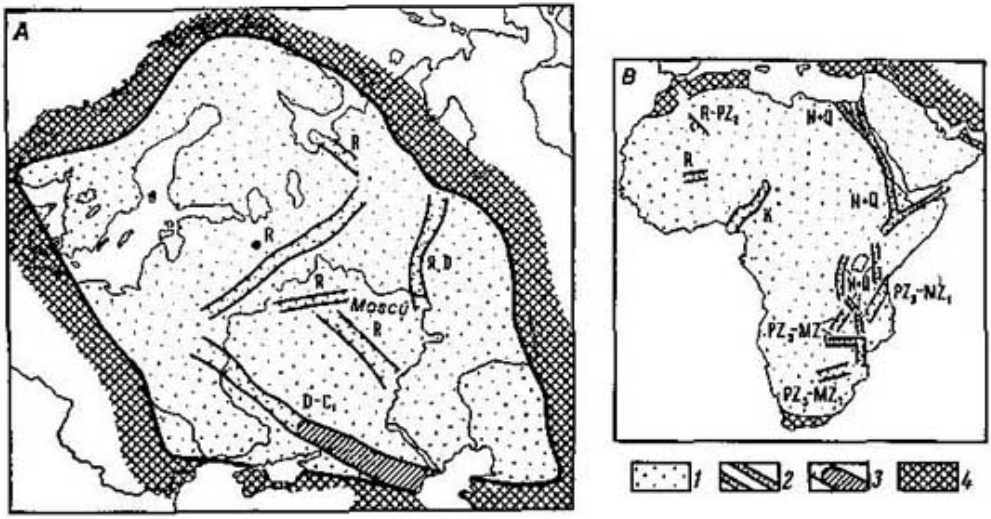


Fig. 85. Aulacogenos y rifts jóvenes de las plataformas Rusa (A) y Africana (B)
1 — plataformas; *2* — partes de plataforma de los aulacogenos; *3* — partes geosinclinales de los aulacogenos, o sea, geosinclinales interiores del cratón; *4* — regiones geosinclinales

la bóveda Tártara y la depresión de Melekés de la anteclisa del Volga-Ural de la plataforma Europea, la bóveda Central del Kara-Kum de la anteclisa Turkmena de la plataforma Escítica de Turán, la depresión Kansko-Tasseevskaia de la plataforma Siberiana.

A la par con las sineclisas se destaca un tipo más de las grandes estructuras negativas de las plataformas, llamado *aulacogenos*[1]) (N. S. Shatski) o *pandeos en forma de graben* (P. E. Hoffman). El término «aulacogeno» actualmente goza de amplia difusión en todo el mundo. Los aulacogenos generalmente se buscan por sondeo (fig. 85). A diferencia de las sineclisas, que tienen la forma ovalada, a veces casi redonda (por ejemplo, la sineclisa del Michigán de la

[1]) Aulacogeno significa «generado por un surco» (en griego).

plataforma Norteamericana), son estructuras lineales de 500—1000 km de longitud y de anchura no más que unas decenas, a veces hasta 100—150 km, delimitadas por fallas paralelas o sus sistemas. Se destacan por el período relativamente corto de desarrollo activo (algunas decenas de millones de años), cuando se acumulan las capas sedimentarias de potencia de muchos miles de metros. Por los ritmos y el gradiente de hundimiento los aulacogenos son sumamente comparables con las depresiones geosinclinales. La profundidad de yacimiento del fundamento dentro de sus límites a menudo supera 5 km y llega a 8—10 km. Así, por ejemplo, son la depresión de Viatsk (Kazansko-Serguievski) en la parte norte de la plataforma Rusa, que se desarrolló durante el Rifeico y devónico (L. M. Birina); el aulacogeno del Dniéper-Donetz y, sobre todo, su segmento de Prípiat con el desarrollo más activo en el devónico tardío (R. M. Pistrak). Por lo visto, a esta categoría de estructuras corresponden los *zeugogeosynclynes* de J. M. Kay, destacados con el ejemplo de las depresiones del Paleozoico tardío de la parte occidental de la plataforma Norteamericana.

En la parte superior de la cobertera sedimentaria las fallas con frecuencia se extinguen y entonces los aulacogenos se convierten en depresiones y luego en sineclisas, por ejemplo, el graben del Dniéper—Donetz a nivel del paleozoico superior y el mesozoico inferior se transforma en la depresión Ucraniana y, partiendo del Cretácico tardío, en la sineclisa homónima.

Como regla general, los aulacogenos son las estructuras superpuestas de nueva formación. Así, el aulacogeno del Dniéper-Donetz surgió (¿se regeneró?) en el devónico medio al fragmentarse el gran escudo Ucraniano de Voronezh baikálico-caledoniano, el aulacogeno de Pachelm en el rifeico separó al escudo de Voronezh y Ucrania del escudo del Volga-Ural, etc.

El homólogo positivo del elemento principal de los aulacogenos, que son los pandeos en forma de graben, está representado por las *salientes en forma de horst* o *guirnaldas*, alargadas y, asimismo, delimitadas por fallas y que se encuentran rara vez. De ejemplos pueden servir la guirnalda Kotelnicheskaia de la plataforma Europea Oriental y las guirnaldas Amarillo y Nemaja de la plataforma Norteamericana. Las guirnaldas con frecuencia están confinadas con los grabens y depresiones, entrando en el sistema único de los aulacogenos. Respectivamente entre los aulacogenos se pueden destacar los *simples* y los *complicados*. Los aulacogenos simples son pandeos solitarios en forma de graben, una especie del de Dniéper-Donetz y el de Riazán-Sarátov (de Pachelm). Su constitución, sin embargo, puede ser complicada con saledizos transversales del fundamento del tipo de la saliente de Chernígov-Braguinsk), situado entre los grabens del Dniéper-Donetz y del Prípiat, o de la saliente de Sarátov en la parte sudeste del aulacogeno de Pachelm. Los aulacogenos complicados en su sección transversal constan de los grabens y horsts alternantes, como esto se registra, por ejemplo, en el aulacogeno de Viliui con-

su elevación de Suntar en la plataforma Siberiana o en el aulacogeno de Wichita con los horsts de Arbocle y Amarillo en la plataforma Norteamericana.

Además, como señaló A. A. Bogdánov, los aulacogenos pueden ser *pasantes*, o sea, que atraviesan toda la plataforma (el sistema de Wichita—los Montes Rocosos Antiguos en América del Norte), o *transversales* (mejor dicho, *cerrados*), que finalizan cegadamente en el cuerpo de la plataforma (el aulacogeno Ruso Central al pie de la sineclisa Moscovita). Los depósitos que los llenan alcanzan gran potencia, por la composición formacional se aproximan a las formaciones miogeosinclinales y en las cercanías de la plataforma pueden pasar a ser *miogeosinclinales interiores del cratón*. Para los aulacogenos es típico un magmatismo algo elevado, efusivo en lo fundamental, basáltico o alcalino-basáltico por su composición, es decir, del tipo de plataforma. En muchos de ellos se manifestó con nitidez la inversión, por ejemplo, en la zona Kuiavo-Pomorskaia en Polonia.

Debido a la inversión y al plegamiento en lugar de los aulacogenos a veces se originan las *zonas plegadas interiores de plataforma*, una especie de la misma zona Kuiavo-Pomorskaia, de la zona de las Palmiridas y, en el sentido más amplio, del arco de Sinaí y Siria en la parte noreste de la plataforma de Arabia y Africa, de la zona de Ugarta al noroeste de la misma plataforma, de la zona Benué en Africa Ecuatorial, de la zona de Urinsk en Siberia y de muchas otras. Para algunas de estas zonas es usual el término «*paranticlinorio*», propuesto por el geólogo polaco E. Ziosko para la zona Kuiavo-Pomorskaia.

De esta forma, los aulacogenos se pueden desarollar en dos direcciones. Unos de ellos se extinguen pasivamente, convirtiéndose en sineclisas, por ejemplo, el de Dniéper-Donetz; otros se invierten, se someten al plegamiento y se transforman en zonas plegadas interiores de la plataforma, o sea, paranticlinorios, a veces, parasinclinorios, por ejemplo, el aulacogeno baikálico-caledoniano Amadies en Australia.

El enlace íntimo, que existe frecuentemente entre los aulacogenos y geosinclinales interiores del cratón, los cuales sin duda son estructuras de parentesco cercano, hace difícil su delimitación, sobre todo en el caso de aulacogenos afectados por inversión y plegamiento. Empero, podemos señalar los siguientes rasgos privativos: 1) en los aulacogenos la profundidad de hundimiento del fundamento y, por consiguiente, la potencia del llenado sedimentario no supera 8—10 km en tanto que en los geosinclinales interiores del cratón es mayor que esta cifra; 2) en los aulacogenos faltan las formaciones típicas de los geosinclinales tales como el flych y la molasa; 3) el plegamiento no alcanza el grado de plegamiento lineal consecuente, por lo común, no hay corrimientos; 4) los depósitos no se someten al metamorfismo; 5) las intrusiones de granitoides faltan. Los geosinclinales interiores del cratón suelen ser ramificaciones de las fajas

geosinclinales (véase la fig. 85), merced a que en lo expuesto anteriormente el autor los llama secundarios.

La existencia de los aulacogenos semejantes a los geosinclinales entre las plataformas y los macizos medianos parecidos a plataformas en la constitución de las fajas geosinclinales confirma el convencionalismo de delimitación entre las plataformas y los geosinclinales. La transición de una faja geosinclinal en una plataforma se puede ilustrar con el ejemplo del territorio de China y de los países adyacentes (fig. 86). Desde el oeste en los límites de China entra la ancha

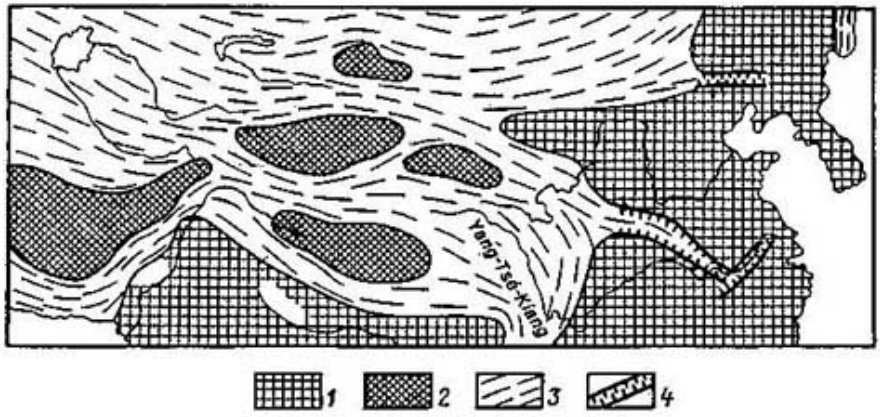


Fig. 86. Transición, por el rumbo, de la zona geosinclinal en plataforma en el ejemplo de Asia Central y Oriental

1 — plataformas; *2* — macizos medianos; *3* — sistemas geosinclinales; *4* — aulacogenos

faja geosinclinal paleozoica, a la que en Asia Central Soviética pertenecen Altai, Tian-Shan, el Pamir del Norte. Ya en la parte occidental de la Republica Popular de China esta faja se desmiembra en grandes macizos medianos: Dzhungarski, Tarimski, Tsaidamski en ramas aisladas (sistemas). Más hacia el este unas de ellas finalizan cegadamente, tropezando con la plataforma (Tian-Shan, parcialmente Kuen-Lun), otras penetran en la plataforma (Tzinlín), convirtiéndose después en aulacogeno (cuenca baja del río Azul). De esta forma, el ensanchamiento y la fusión de los macizos medianos nos conducen a una plataforma mientras que el ensanchamiento y la fusión de los aulacogenos engendrados por fallas, a los sistemas y fajas geosinclinales. Todo esto, en resumidas cuentas, depende del grado de fragmentación de la corteza por las fallas (véase el cap. X).

Un tipo más de las depresiones de plataforma merece ser destacado en especial, las *sineclisas marginales* o *nodales* (*batisineclisas*, según A. L. Stávtsev; *sineclisas epigonales*, según V. S. Zhuravliov). Representan en sí enormes depresiones (de diámetro de hasta 1000 km y más) comúnmente redondas, con la potencia de cobertera de más que 10—15 y hasta 20 km, es decir, el fundamento aquí está hundido mucho más que dentro de los límites de las placas. No es fortuito que de las placas las sineclisas marginales están separadas por sistemas de flexuras concéntricas, que reflejan a las fallas en el fundamento, o inmediatamente por las fallas que profundizan en la cobertera. Como se ha señalado, para las sineclisas marginales es típico el adelgazamiento o incluso acuñamiento de la capa granítica

de la corteza en sus partes centrales. Los especímenes de las sineclisas marginales son: la sineclisa Pericaspiana, la del mar de Bárentz (en conjunto con la del Pechora) y la del mar del Norte (incluyendo la Alemano-Polaca) de la plataforma Europea Oriental, la sineclisa de Irkutsk de la plataforma Siberiana, la sineclisa del Golfo de México de la plataforma Norteamericana. Casi todas se localizan en los ángulos de las plataformas, allí donde se encuentran bajo un ángulo próximo al recto los sistemas geosinclinales que las rodean (de aquí el calificativo «epigonales», propuesto por V. S. Zhuravliov). Casi para todas las sineclisas (entre las enumeradas es excepción la del mar de Barentz) es propio un potente acopio de sales, que conduce en lo sucesivo al desarrollo de la tectónica salífera.

Situadas por lo común a lo largo de la periferia de las plataformas, las sineclisas marginales son uno de los elementos de las laderas de éstas últimas, orientadas hacia las fajas geosinclinales vecinas. Las laderas de las plataformas, o sea, según E. V. Pavlovski, las *regiones de hundimientos periféricos del cratón*, son las anchas (de hasta 1000 km) bandas de fundamento bruscamente hundido (incluso en comparación con las placas) y de desarrollo de los depósitos más jóvenes de la cobertera sedimentaria, corresponden a la parte próxima (el shelf interior en los más de los casos) de los alrededores subácueos pasivos de los continentes. Es como si ellos formasen el tercer grado del fundamento después de los escudos y las placas, y con frecuencia se separan de las placas por los sistemas de fallas (con preponderancia en el fundamento) y flexuras (en la cobertera). Sin embargo, algunos investigadores (A. A. Bogdánov y otros) consideran los hundimientos periféricos del cratón como parte integrante de las placas.

En dirección opuesta a las placas y escudos los pandeos periféricos del cratón se sobreedifican con los pandeos marginales (antefosas), formando, en conjunto con éstos últimos, *sistemas marginales*. L. P. Zonenshain, V. P. Ponikarov y A. K. Ufland ampliaron más tarde el concepto de sistemas marginales, propuesto por N. S. Shatski, incluyendo en éste también los miogeosinclinales. Para ello hay razones ya que, como hemos señalado (cap. VI, § 1), los miogeosinclinales se originan en el mismo fundamento continental de plataforma no transformado, en el que se forman los hundimientos periféricos del cratón. Debido a que son las partes exteriores, distantes, de la periferia pasiva de los continentes (el shelf exterior, el talud continental), los hundimientos periféricos del cratón con frecuencia se denominan imprecisamente depresiones, pero por lo general son desprovistos del borde exterior y paulatinamente o a través de una flexura se conjugan en los estadios tempranos del ciclo con los miogeosinclinales y en los finales, con las antefosas. Como regla general, los pandeos periféricos del cratón son mucho más anchos que las antefosas, las cuales suelen ser superpuestas en su parte exterior. Trazar la frontera entre el hundimiento periférico del cratón y el ala exterior de la antefosa no siempre es fácil. La tarea se hace más ac-

cesible en el caso de que existan flexuras, fallas (a manera del borde exterior de la depresión Pericarpática) o elevaciones marginales (al igual que a lo largo del borde exterior de los pandeos del Kubán y Terski)[1]).

Las sineclisas marginales, examinadas más arriba, generalmente se confinan a los puntos de articulación de dos taludes de plataforma, hundimientos periféricos del cratón de rumbo diferente, donde el hundimiento en una dirección se sobrepone por el hundimiento en otra dirección. Esto explica el hecho de que precisamente aquí el fundamento se sumerge a la profundidad más grande, y dura mayor tiempo.

De complicaciones de las anteclisas y sineclisas sirven los caballones y los pandeos que los separan. Los caballones son cadenitas estrechas (10—50 km), pero largas (hasta 200—300 km). Los caballones complicados son constituidos de varias cadenitas paralelas. Los caballones más grandes, o sea, *megacaballones*; una especie del Prikumski, por sus dimensiones (200 × 500 km) corresponden a las bóvedas, pero se distinguen por tener linealidad. En cuanto a la relación con la estructura del fundamento, entre los caballones se pueden destacar tres tipos principales: 1) los *caballones heredados*, confinados a las elevaciones del fundamento, y heredadoras, que son, de modo directo o indirecto, las zonas anticlinales de éste último, 2) los *caballones de costura*, relacionados con las zonas de fallas profundas longitudinales, que limitan a los aulacogenos, o de fallas tranversales, que cortan estas estructuras; 3) los *caballones de inversión*, situados sobre las zonas axiales, más profundas, de los pandeos en forma de graben (aulacogenos). Los ejemplos de los caballones heredados son: el caballón Tuimazinski de la parte este de la placa Rusa, el caballón Kanevski de la región Precaucásica, el megacaballón del Don-Caspio en la prolongación sudeste de la cadena del Donetz. Los caballones de costura, por supuesto, son los más numerosos. A este tipo se refieren, en particular, los caballones Zhiguliovski, Bolshekinelski y Malokinelski de la placa Rusa, los caballones Berezanski y Salski en la región Precaucásica. Como su variedad sirven los *caballones de charnela*, que se originan al cambiar el signo de los movimientos de los bloques contiguos del fundamento.

Entre los caballones de inversión están el caballón de Viatka, el de la guirnalda del Pechora, el caballón Promislovski, el megacaballón de Mangishlak en la región este del Caspio. Estos caballones por cierto, son una variedad de los de costura puesto que están asociados con las fallas del fundamento que pasan no a lo largo de los bordes, sino en dirección de los ejes de las depresiones. Los caballones, sobre todo los de inversión, grandes y complicados, son análogos de los anticlinorios de las zonas plegadas. Las estructuras intermediarias entre los caballones y anticlinorios se denominan, como ya hemos señalado, paranticlinorios.

---

[1]) Las elevaciones Eisko-Berezanskoe y Prikumskoe.

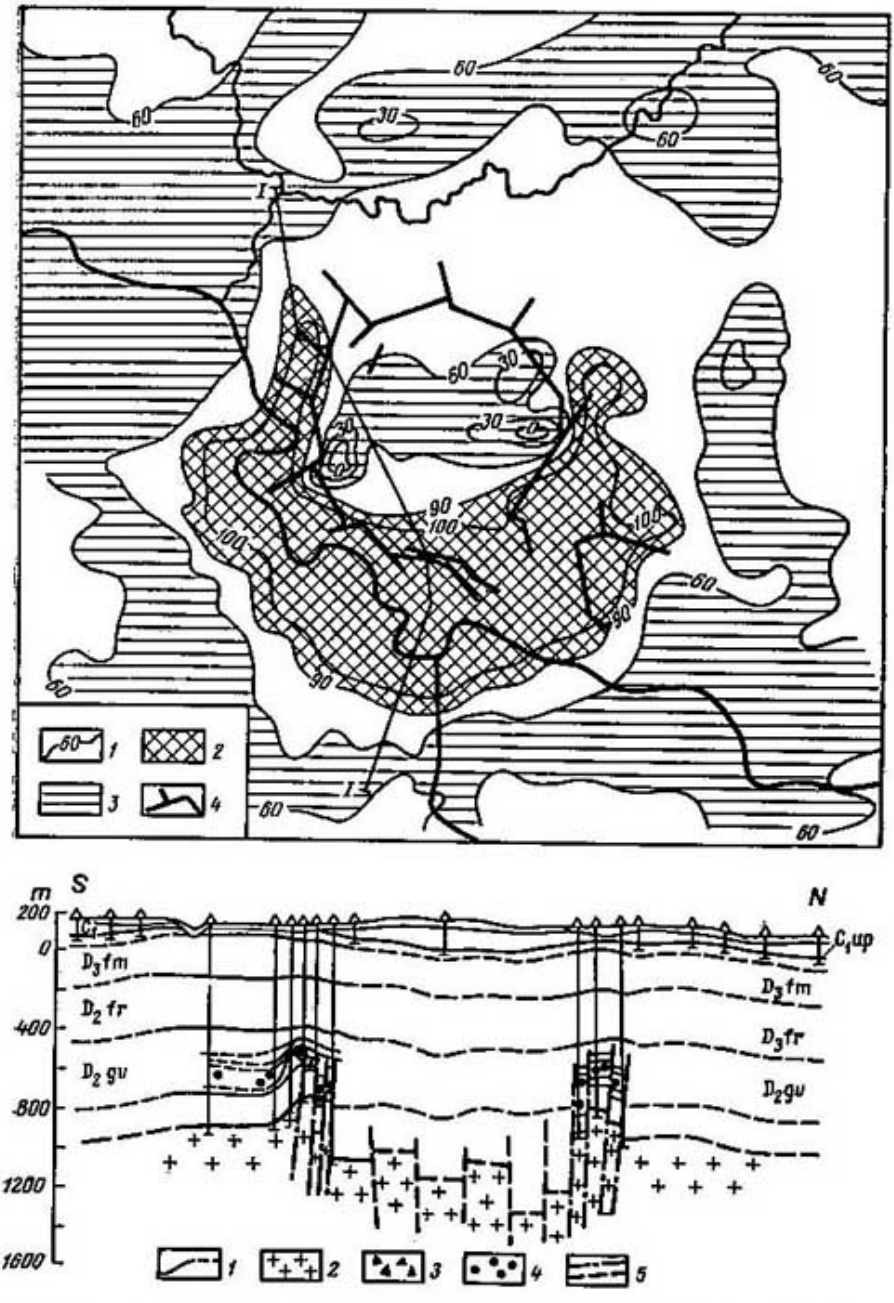


Fig. 87. Estructura criptovolcánica (?) de Kaluga (según V. G. Petrov)

Mapa estructural esquemático: *1* — isohipsas del techo del horizonte upino; *2* — zonas de elevaciones; *3* — zonas de depresiones por el horizonte upino; *4* — fallas del fundamento. Corte por la línea I — I: *1* — fronteras estratigráficas; *2* — fundamento cristalino; *3* — brecha de rocas cristalinas; *4* — brecha sedimentaria; *5* — fallas establecidas y supuestas

A las estructuras del mismo orden que los caballones pequeños, pertenecen las *bóvedas*, que se distinguen por sus contornos redondos u ovalados, una especie de bóveda Shkapovski de la parte este de la placa Rusa, en Bashkiria, y la bóveda Darvazinski en la placa de Turán. De diámetro alcanzan 100—150, rara vez 200 km, y con frecuencia resultan quedar quebradas intensamente por las escarpas de falla (la bóveda Darvazinski, la bóveda Yangodo-Gorbitski al norte de la plataforma Siberiana). En el último caso es posible la participación del factor que genera el magma (la subida del magma básico), como esto se admite para las dislocaciones Puchezhsko-Balajninski en la región Gorki del Volga y para la estructura de Kaluga (fig. 87). Análogas estructuras se conocen en la plataforma Norteamericana bajo el nombre de criptovulcánicas (W. Bucher). Ultimamente las estructuras semejantes se consideran frecuentemente como cráteres meteóricos, o sea, astroblemas.

§ 3. Evolución de las plataformas antiguas

Las investigaciones radiogeocronológicas, geofísicas y de sondeo realizadas en los últimos años permitieron obtener ciertos datos referentes a la composición y constitución del fundamento y a las etapas iniciales de desarrollo de la cobertera de las plataformas antiguas, sobre todo, de la Europa Oriental, Norteamericana, Siberiana, Africana y otras. Estos resultados mostraron que el fundamento de las plataformas antiguas consta generalmente de las rocas del precámbrico inicial, el arcaico y el proterozoico inferior. Las formaciones arcaicas son constituidas por bloques angulosos isométricos o débilmente alargados; en su composición predominan los gneises y granitos gnéisicos, lo que evidencia una granitización intensiva; en el aspecto estructural para los bloques del arcaico son típicas las formas cupulares, llamadas domos gnéisicos. Estas singularidades de la constitución y estructura de los bloques arcaicos se reflejan en los campos magnético y gravitacional en forma de anomalías mosáicas, distribuidas intrincadamente, de intensidad reducida, a veces elevada. Los bloques arcaicos son contorneados y separados por zonas lineales de suficiente extensión de plegamiento del proterozoico antiguo, ya más angostas (por lo común, en las partes centrales de las plataformas), ya más anchas (corrientemente en su periferia). En la constitución de estas zonas toman parte esencial habitualmente las jaspilitas, las rocas volcánicas básicas y no son raras las hiperbasitas. De acuerdo con esto en el campo magnético las zonas semejantes se destacan como sistemas de máximos y mínimos bandeados (E. E. Fotiadi, R. A. Gafarov y otros). En ciertos casos los datos petrográficos ponen de manifiesto que en la constitución de las zonas que geofísica y (o) radiométricamente se destacan como zonas de plegamiento del proterozoico inferior (carelio, de Hudson) juegan un papel esencial o incluso principal las rocas de edades arcaicas, esto quiere decir que tenemos que ver con formaciones arcaicas trans-

formadas en la época tectonomagmática carelia temprana. Del mismo modo muchos terrenos del fundamento del precámbrico antiguo de las plataformas llevan las huellas de la transformación carelia tardía—laksfordiana (de 1750—1650 millones de años), gótica (de 1400—1300 millones de años), grenvilleana (de 1000 millones de años), en área o en línea (mejor dicho, en bandas), relacionada con las zonas de fallas.

La etapa principal de formación (consolidación) del fundamento de las plataformas antiguas se inicia a mediados del proterozoico temprano, es decir, hace 2000 millones de años, lo que corresponde a la época tectono-magmática carelia temprana. Después llegó la época más temprana y muy curiosa de la evolución, esto es, de la formación del fundamento de las plataformas, nombrada acertadamente por A. A. Bogdánov estadio de *formación del cratón*. Este estadio abarca un período de 2000—1600 millones de años y se manifiesta en las efusiones en masa y en los vuelcos, sobre extensos terrenos en las condiciones subaéreas, de vulcanitas ácidas, entre las cuales son características los ignimbritas. Las formaciones subiótnicas del escudo Báltico y la serie elgteica de la parte este del escudo del Aldán pueden servir de ejemplo de semejantes formaciones, las cuales, por una parte, bien se asemejan a las vulcanitas del orógeno antiguo de las fajas geosinclinales del neógeno, pero, por otra parte, a diferencia de éstas últimas son mucho más separadas en el tiempo y en el aspecto estructural de las formaciones geosinclinales del fundamento. Por lo tanto para dichas formaciones se ofrece la denominación de *subsiguientes tardías*. Con éstas se hallan asociados estrechamente los granitos peculiares, conocidos en la plataforma Europea Oriental como granitos rapakiwi. Además de estos macizos bien estudiados en el sur del escudo Báltico y en el oeste del escudo Ucraniano, ellos son descubiertos por sondeo al oeste de la placa Rusa, en la región del mar Báltico, en Bielorrusia y Polonia. De esta forma, podemos hablar de la asociación vulcano-plutónica subsiguiente tardía, que es muy peculiar; conocida en el precámbrico tardío de casi todas las plataformas antiguas. La formación de esta asociación debiera transcurrir en condiciones de un flujo calorífico alto y de una baja penetrabilidad de la corteza con respecto a las masas fundidas, soluciones y emanaciones del manto. Esto contribuía a la fundición de la propia corteza, sobre todo, de su parte superior, la bien fusible capa granítico-metamórfica, en proximidades a su basamento, y a la formación aquí de focos magmáticos corticales, así como al desarrollo de los procesos de metasomatismo. La consecuencia de esto debió ser la homogeneización de la corteza, que le comunicó el carácter monolítico (isótropo) y la rigidez, lo que justifica el uso del término «cratonización».

La acumulación de la formación vulcánica subsiguiente tardía tuvo lugar en forma de una capa en parte sobre los extensos terrenos, en parte en los grabens del tipo del graben de Ulkan del escudo de Aldán. La formación de semejantes grabens dio comienzo al nuevo

estadio de evolución de las plataformas antiguas, llamado *aulacogénico*. En efecto, el surgimiento de los aulacogenos, que prosigue evidentemente sobre el fondo de una elevación y tracción general del fundamento de la plataforma, es un rasgo singularmente privativo precisamente de este estadio, aunque los aulacogenos aparecieron reiteradamente tanto más tarde como antes, ya en el estadio de cratonización. En el escudo Báltico son conocidos los protoaulacogenos del proterozoico antiguo: del Pechenga, de Imandra-Varzug. En la placa Rusa los aulacogenos son llenados de sedimentos rifeicos (1600—680 millones de años). En la plataforma Norteamericana el aulacogeno del lago Superior con su prolongación sepultada en la región de las Llanuras Interiores (en la mitad del Continente) se desenvolvía en el rifeico medio. Como demuestran para la placa Rusa R. A. Gafarov y I. E. Póstnikova, los aulacogenos *antiguos* (rifeicos) acusan un enlace espacial íntimo con las zonas plegadas carelias del fundamento, formándose evidentemente dentro de los límites de éste último. Lo mismo suponen D. I. Musátov y B. A. Mezhelovski para la parte oeste de la plataforma Siberiana. Sin embargo, en su conjunto el grado de herencia de las estructuras del fundamento por las estructuras de la cobertera no es grande en las plataformas antiguas y no es comparable con el grado registrado en las plataformas jóvenes.

El llenado de los aulacogenos está integrado por las capas constituidas cíclicamente que comienzan con las formaciones continentales de fragmentación grosera, prosiguen en las abigarradas lagunares y terminan por las marinas con la participación de las rocas carbonatadas, generalmente, dolomitas. Con todo esto, a cada una de las grandes subdivisiones del rifeico (inferior, medio, superior) corresponde su ciclo individual del depósito sedimentario, según los datos obtenidos por I. E. Póstnikova para la placa Rusa. A la par con las formaciones sedimentarias, son típicas las manifestaciones del magmatismo básico en forma de mantos de paleobasaltos (la serie volinskaia de la parte oeste de la placa Rusa, la serie kivino de la plataforma Norteamericana y muchas otras), de los sills, diabasas, gabrodiabasas, etc.; en lo fundamental ésta es una formación típica de trapps, que se examina con más detalle en el párrafo siguiente.

Coetáneamente con los aulacogenos y a veces conjugados espacialmente con éstos se desarrollan los geosinclinales interiores del cratón. En ciertos casos los aulacogenos heredan a éstos últimos, por ejemplo, el aulacogeno de Dinamarca y Polonia al geosinclinal baikálico o baikálico-caledoniano interior del cratón, el aulacogeno del Viliui a la prolongación de la rama de Urinsk de las baikálidas de Siberia del Sur.

El acopio de una cobertera sedimentaria continua en la región de las placas es el inicio del estadio siguiente, o sea, *de la placa*, que se data por el rifeico tardío en la parte central de la plataforma Siberiana, por la venda en la región de las placas Rusa y de Sahara, por la mitad del Cámbrico en la plataforma Norteamericana, por

el Silúrico en la Sudamericana, es decir, varía en límites bastante amplios, separándose, como regla general, por muchos millones de años del período final de la formación del fundamento (700 millones de años para las plataformas Siberiana y Europea Oriental, 800—900 millones de años para la Norteamericana). El depósito de la cobertera sedimentaria en el estadio de placas en medida aún más grande que en el de aulacogenos manifiesta la periodicidad, que se controla por la variación cíclica, en el desarrollo de los geosinclinales contiguos.

Formadas al finalizar el proterozoico o a principios del paleozoico, las plataformas antiguas sobrevivieron luego varios ciclos tectónicos (baikálico, caledoniano, herciniano, kimmeridgense, alpino), que transcurrían con intensidad en los geosinclinales vecinos y ejercían una influencia esencial sobre la estructura de estas plataformas. Al final de cada uno de los ciclos tectónicos y al comienzo del siguiente las plataformas eran sometidas a la desecación completa o casi completa, como esto se registra en la plataforma Europea Oriental en el devónico antiguo, en el triásico medio y el neógeno; en la plataforma Siberiana al final del silúrico y al principio del Devónico, en el Triásico medio y tardío, al principio del Jurásico y en el Neógeno; en la plataforma Norteamericana en el Cámbrico antiguo y medio, en el Devónico antiguo, el Triásico medio y el Neógeno. El comienzo de un ciclo nuevo era significado por la transgresión del mar, que, como regla general, se retardaba notablemente en comparación con su desarrollo en los geosinclinales contiguos y con frecuencia alcanzaba su máximo sobre la plataforma cuando en los geosinclinales se empezaban a manifestar las tendencias contrarias. Así, la transgresión cámbrica del comienzo del ciclo caledoniano alcanzó las regiones centrales de la plataforma Norteamericana sólo en el Cámbrico tardío; la transgresión devónica del comienzo del ciclo herciniano afectó la parte central de la placa Rusa sólo al final del Devónico medio y al comenzar el Devónico tardío, cuando en el Cáucaso y en los Urales ya aparecieron las elevaciones; la transgresión jurásica del comienzo del ciclo alpino cobró el máximo desarrollo en la placa Rusa al cabo del bajocense mientras que en el Cáucaso ya se habían iniciado los movimientos ascendentes, etc.

Hay que hacer notar que esta *tardanza regular de las transgresiones en las plataformas con respecto a los geosinclinales vecinos*, ya señalada por V. V. Beloúsov y A. B. Rónov, se manifiesta también en las transgresiones parciales de la parte media del ciclo. Por ejemplo, a la transgresión del Eocénico medio de Crimea y del Cáucaso le corresponde por su valor la transgresión del Eocénico tardío («de Kiev») en el sur de la placa Rusa. Al mismo tiempo, las *transgresiones y regresiones aisladas de corta duración ocurren en las plataformas y en los geosinclinales coetáneamente*, según lo establecieron V. V. Tijómirov, al comparar las historias del Creta tardío de la placa Rusa y del Cáucaso, y G. Kautski para el ordovícico y el silúrico de la parte geosinclinal y la de plataforma de la península Escandinava,

esto también se confirma, por ejemplo, por las regresiones franca antigua y viseana antigua de la placa Rusa y del sistema geosinclinal Uralense. Aquí se ponen de manifiesto las diferencias que existen entre las oscilaciones eustáticas del nivel oceánico, que abarcan simultáneamente tanto a las plataformas como a los geosinclinales, y los movimientos tectónicos ondulatorios, que los contraponen.

Ya antes de que la plataforma, mejor dicho, sus placas, queden afectadas por el mar en transgresión en dirección de los geosinclinales vecinos, en sus depresiones aisladas comienza el acopio de los sedimentos detríticos continentales, integrados, en dependencia de las condiciones climáticas, por formaciones carboníferas límnica, colorada o gris. A esta *formación basal, lagunar-continental*, pertenecen las rocas coloradas jivetienses del noroeste de la placa Rusa; las de color gris del Jurásico medio, en parte carboníferas, de las regiones del sudeste de la misma placa; las abigarradas lagunares continentales del Devónico inferior y, en parte, medio de la periferia occidental de la plataforma Siberiana; las capas arenáceas continentales del Jurásico medio e inferior y del Triásico superior; así como también las series coloradas de la parte oeste de la plataforma Norteamericana y otras (fig. 88). Las condiciones para la acumulación estable de semejantes sedimentos, en lo esencial continentales: deltaicos, lagunares, lacustres; fueron creados por el empuje de los mares que sobrevinieron en las periferias de la plataforma y por el ascenso respectivo de la base de erosión. En una serie de casos se esboza un aislamiento de suficiente nitidez de la formación continental propiamente dicha en la parte inferior del corte y de la formación lagunar o lagunar-marina en la parte superior.

A medida que la transgresión marina abarca a las partes centrales de la plataforma, el acopio de las formaciones lagunares-continentales se sustituye por la acumulación de formaciones marinas. Son las capas arenosas o arenosas-arcillosas, generalmente, de origen de aguas someras, integran la *formación terrígena marina transgresiva*, o *inferior*.

En la constitución de ésta última se pueden destacar tres subformaciones independientes: 1) *la de arenas cuarzosas o arcósicas (areniscas)*, 2) *la de arcillas oscuras y arenas polimictas*, 3) *la de arcillas bituminosas negras* (esquistos combustibles) *y margas*. Como especímen de la primera subformación pueden servir las arenas arcósicas y cuarzosas del Cámbrico superior y las areniscas de Oriskany del Devónico inferior de la parte este de la plataforma Norteamericana. Son muy típicas las arenas cuarzosas con glauconita, llamadas formación de glauconita. La segunda subformación está típicamente representada en el Jurásico medio y superior y en el Cretáceo inferior de la placa Rusa. La tercera subformación corrientemente tiene sólo un valor subordinado (por la potencia); los ejemplos de esta subformación son: los esquistos combustibles del jurásico superior de la región del Volga-Ural y los esquistos negros de Chattanooga, yacentes al pie del carbonífero de la plataforma Norteamericana.

La formación marina terrígena no sólo recubre a la formación lagunar continental, sino que la sustituye parcialmente. Las correlaciones de estos dos tipos de formaciones dependen en mucho de las condiciones climáticas. Siendo el clima húmedo, la acumulación de los sedimentos comienza con el depósito de una masa carbonífera parálica o límnica, seguida por una formación terrígena

marina. Esta última se deposita en aquel ambiente climático durante un tiempo muy prolongado, por ejemplo, en las plataformas Europa Oriental y Siberiana en el transcurso de toda la primera mitad del ciclo alpino. Por el contrario, con el clima árido el depósito de las rocas coloradas continentales y de las formaciones halógenas lagunares se sustituye con bastante rapidez por el acopio de capas carbonosas, típicas en conjunto ya para mitades del ciclo. Esto se explica con que en el ambiente de sequías los terrenos suministran escaso material detrítico y, por consiguiente, las condiciones son poco favorables para la formación de sedimentos terrígenos. Precisamente semejante transición brusca de las rocas

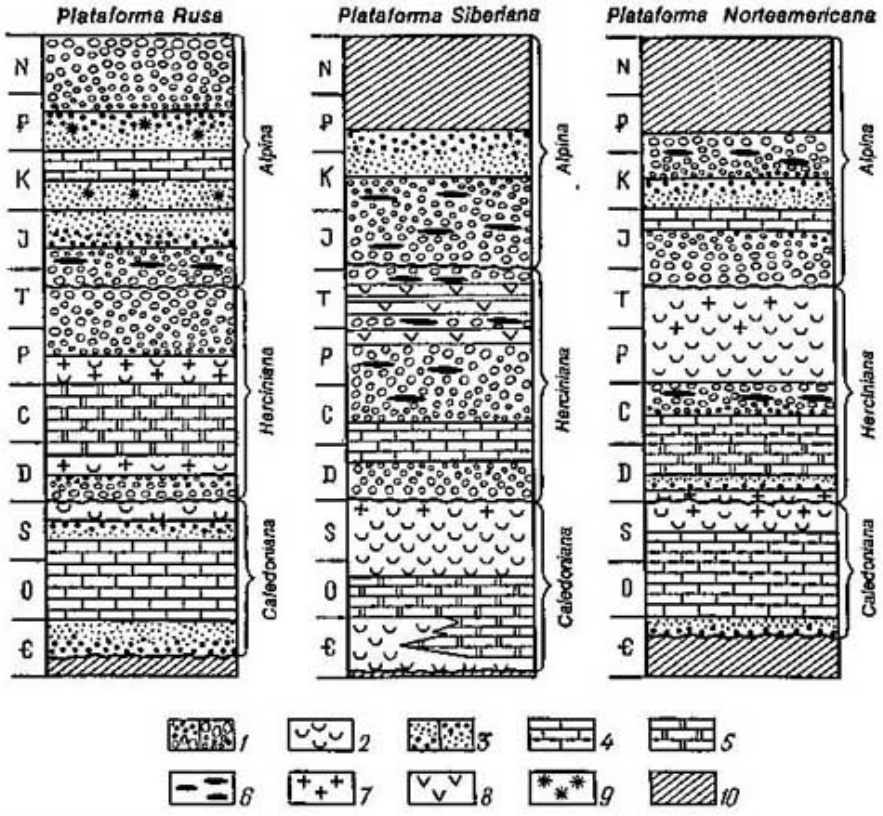


Fig. 88. Series formacionales de las plataformas Europea, Siberiana y Norteamericana

Formaciones: *1* — continental (*a* — inferior, *b* — superior); *2* — lagunar colorada; *3* — terrígena marina (*a* — transgresiva, *b* — regresiva); *4* — calcárea; *5* — de dolomita y yeso; *6* — carbonífera; *7* — salífera; *8* — de trapps; *9* — glauconita de la formación terrígena marina; *10* — pausa en el depósito sedimentario

coloradas y evaporitas a los depósitos carbonatados, se registra en la plataforma Siberiana en el paleozoico antiguo, es decir, en el ciclo caledoniano; lo mismo se observa en la placa Rusa en el ciclo herciniano (el devónico medio y superior).

En la mitad del ciclo en la plataforma es el tiempo de transgresión máxima, de nivelación tectónica y acumulación de capas preponderantemente carboníferas. La apariencia concreta de esta *formación carbonatada de plataforma* depende en mucho grado de la

coyuntura climática, lo que fue mostrado con especial claridad por N. S. Shatski sobre el material de la placa Rusa (el Ordovícico, el Carbonífero y el Creta superior).

La subformación árida de dicha formación se caracteriza por una amplia profusión de las dolomitas primarias, a la par que por calizas organógenas, detríticas, oranógeno-detríticas y oolíticas, a veces con las inserciones de yesos, así como también con la interestratificación independiente (lentejones) de yesos, margas rojas y abigarradas, arcillas y areniscas. A veces también se encuentran sales, pero en aquel tiempo las sales potásicas no se solían formar; son una excepción los aulacogenos, una especie del de Prípiat. Las masas de yeso y dolomita se concentran en las partes centrales de las cuencas, es decir, en las depresiones de las plataformas, y son sustituidas en dirección a la periferia (en las alas de las sineclisas y anteclisas) por rocas terrígenas y calizas, lo que está asociado con el efecto dulcificador de las aguas fluviales de la tierra emergida. A estas *subformaciones, árida evaporítica-carbonatada y calcárea-dolomítica*, se refieren los sedimentos del cámbrico, del ordovícico superior y del silúrico de la plataforma Siberiana; los depósitos del silúrico, del famennense, moscovitas-gzhelianos y sakmaro-artinskenses de la placa Rusa; los depósitos pérmicos, mesozoicos y paleógenos de la periferia oriental de la plataforma de Africa-Arabia.

Es esencialmente diferente la *subformación carbonatada húmeda (calcárea)*. Las dolomitas en su composición son raras y, por supuesto, en gran parte aparecen secundarias; los yesos y, tanto más, las sales, faltan. Los varves de las rocas terrígenas están constituidos por las arenas oscuras, a veces carbonosas, cuarzosas y de caolín; se encuentran intercalaciones de carbones y de fosforitas en concreciones, a trechos se desarrollan las capas carboníferas independientes a semejanza del conjunto carbonífero del viseano inferior de los suburbios moscovitas. A lo largo de la periferia de la cuenca se hallan arenas de glauconita, menas oolíticas de hierro, bauxitas; debido al relavamiento de la corteza meteorizada de laterita de la tierra firme adyacente se forman las arcillas rojas (de procedimiento totalmente diferente a la de la subformación árida) y las calizas a veces toman un color fuerte. A esta subformación pertenecen el Ordovícico (O_{1+2}) de las plataformas Europea Oriental y Siberiana, el carbonífero inferior de la plataforma Norteamericana, el dinantense, el Cretácico superior y el paleógeno inferior de la plataforma Europea Oriental.

La *tiza* constituye una variedad especial de dicha subformación. Ocupa la parte central de las depresiones de plataforma, en dirección a la periferia y a las elevaciones adyacentes es sustituida primeramente por margas, con la aparición de las agregaciones terrígenas finas, y después por arenas de glauconita. Si las bóvedas de las elevaciones eran cubiertas enteramente por el mar, en tal caso éstas se hacen favorables para que se deposite la creta (por ejemplo, el Cretáceo superior de Manguishlak y Tuarkir).

El diapasón del tiempo de engendramiento de la formación carbonatada de plataforma oscila fuertemente, también en gran medida según sea el régimen climático. En algunos casos esta formación desaparece por entero de la fila formacional, que se compone íntegramente por formaciones terrígenas: así son las filas formacionales del ciclo alpino de evolución de las plataformas Siberiana y Australiana.

Al pasar a la segunda mitad del ciclo, de nuevo predominan las formaciones detríticas. En tal caso al principio éstas habitualmente son las capas lagunares, coloradas-evaporíticas en el clima árido, y carboníferas-parálicas para el clima húmedo. La *formación colorada-evaporítica*, está integrada por arenas abigarradas (areniscas) y por arcillas intercaladas con las margas, calizas (los más de los casos conchíferas), yesos, sales, incluyendo las potásicas. A esta formación la encontramos en el silúrico superior (ludlowense) de las

plataformas Europea Oriental, Siberiana y Norteamericana; en la forma más típica está representada por los depósitos pérmicos y triásicos (Kungur-Vetluga) de la placa Rusa y sus análogas dentro de los límites de la plataforma Norteamericana. La *formación carbonífera parálica superior* consta de arcillas grises, areniscas, en ocasiones con interestratificación de calizas y carbones. El ejemplo más típico de esta formación son las capas carboníferas Pensilvanas (el carbonífero medio y superior) de la plataforma Norteamericana y las capas pérmicas análogas de la mitad septentrional de la plataforma de China y Corea. A dicha formación se pueden también referir las series carboníferas del cretáceo inferior y del jurásico superior de la parte este de la plataforma Siberiana (la depresión del Viliui), las capas carboníferas del paleógeno inferior y del Cretáceo superior de la parte oeste de la plataforma Norteamericana y la «formación carbonífera de Rom» del cretáceo superior de la Gran Cuenca Artesiana de Australia.

La posición más alta en la fila formacional de los ciclos de evolución de la plataforma está ocupada por las formaciones continentales: la colorada árida, la húmeda de caolín, cuarzo y arenisca y la glaciárica. La *formación continental colorada* sirve corrientemente de prolongación de la formación colorada-evaporítica. Los especímenes de la formación *de caolín, cuarzo y arena* son la serie de Poltava (el Oligoceno medio y el Mioceno medio), la capa ergerónica (el Plioceno) de la parte meridional de la placa Rusa y el conjunto lindenskoi del Cretáceo superior de la parte oriental de la plataforma Siberiana. Con la formación cuaternaria *del manto de hielo* finaliza la fila formacional alpina de la plataforma Europea Oriental y con la formación glaciárica del pérmico inferior, la fila herciniana de las plataformas gondwanianas. Por otra parte, con igual razón también se puede considerar que la última formación inaugura la nueva fila, la kimmeridgense (el «sistema» de Karroo en Africa del Sur, la «Gondwana inferior» en Indostán).

A título de *subformación* loéssica de la formación de manto glacial se pueden considerar las capas de loess y las tierras arcillosas de recubrimiento, que se acumulaban a lo largo de las periferias de las zonas de glaciación continental, con frecuencia ya en condiciones áridas. La potencia de estas formaciones finales del ciclo es muy escasa y no supera unas pocas centenas de metros.

A las formaciones de plataforma se deben referir, además, las formaciones de las *cortezas de meteorización*, las cuales parece ser como si llenaran el intervalo entre las sucesiones marcadas más arriba, correspondiente a las pausas continentales. En la zona húmeda son integradas por los dos tipos principales: la corteza alítica en el clima húmedo y caliente y la corteza de caolinita en el clima húmedo moderado.

No cuesta advertir que en las plataformas observamos un cuadro de distribución y secuencia de las formaciones mucho más complicado que en los geosinclinales. Esto se explica por la influencia

ejercida por el ambiente climático sobre el depósito sedimentario. En realidad tenemos para las plataformas dos sucesiones formacionales individuales: árida y húmeda (véase la tabla 6), pero el asunto se complica por el hecho de que una misma plataforma puede pasar durante un ciclo de una zona climática a otra (debido al desplazamiento de estas zonas, por ejemplo, el Karroo, o quedar con una su parte en la zona árida y con otra, en la húmeda.

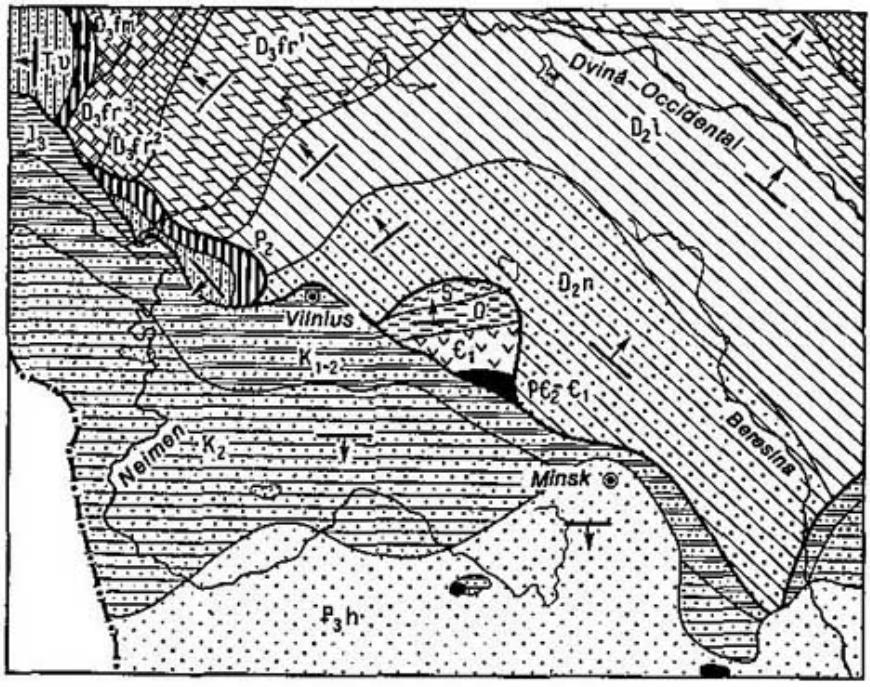


Fig. 89. Mapa geológico del tramo de la placa Rusa situado dentro de los límites de Lituania y Bielorrusia del Norte

Se ve claramente la discordancia geográfica entre el complejo estructural silúrico de venda (caledoniano) de dirección latitudinal con la inclinación regional hacia el norte, al eje de la sineclisa caledoniana Báltico-Moscovita, el piso inferior (D) del complejo herciniano de dirección del noroeste al sureste e inclinado al noreste, hacia el eje de la sineclisa Moscovita, y al noroeste, hacia el eje de la sineclisa herciniana Báltica, el piso superior del complejo herciniano (P—T) de dirección análoga, del noroeste al sudeste, pero de buzamiento hacia el sudoeste, hacia el eje de la sineclisa de Polonia — Lituania, y, por fin, el piso medio del complejo alpino (K_2 — P) de dirección del oeste — noroeste al este — sudeste y de incidencia hacia el sur, hacia el eje de la sineclisa Ucraniana (la inclinación regional de los pisos estructurales es indicada por flechas).

El plan estructural de la plataforma, pasando de un ciclo a otro, sufre los cambios regulares, pero siempre sólo parciales, que conducen a las discordancias geográficas entre las totalidades estructurales aisladas de la cobertera sedimentaria (la totalidad corresponde al ciclo), bien notables en los mapas geológicos de reconocimiento (fig. 89). Con más nitidez se pronuncian los cambios similares al comparar los mapas paleogeológicos confeccionados para el tiempo

del final de un ciclo y del comienzo de otro. La ley regular que rige estas reconstrucciones, fue advertida ya por A. P. Karpinski. Karpinski estableció que los contornos de los mares que inundaban a la plataforma Rusa eran paralelos alternativamente al rumbo de las zonas geosinclinales vecinas: la longitudinal de los Urales y la latitudinal del Cáucaso. Al analizar la historia de otras plataformas, podemos ver un paralelismo semejante de sus cuencas marinas a los geosinclinales vecinos y una sustitución análoga de las cuencas de una dirección por las cuencas de otra. Con todo esto resulta que *las cuencas y las depresiones ocupadas por ellas son paralelas a aquella faja geosinclinal, de las que circundan a dicha plataforma, que en este ciclo sufre el desarrollo más activo*, es decir, el hundimiento y (o) la elevación (orogénesis) más intensos. Además, estas *depresiones se disponen corrientemente en la cercanía inmediata a los geosinclinales más activos.* Esta es la regularidad más importante de la evolución de las plataformas; el autor propuso denominar la *regla* o *ley de Karpinski.*

Esta ley regular se puede confirmar por varios ejemplos. Durante el ciclo caledoniano la depresión principal de la plataforma Europea Oriental se extendía en su parte noroeste, desde el mar Báltico hacia la cuenca inferior del Dviná del Norte; en la dirección del sudoeste al nordeste, es decir, en dirección paralela al geosinclinal caledoniano Escandinavo, que en aquel ciclo estuvo en desarrollo muy enérgico, separándose de éste por el alzamiento estable del escudo Báltico. En el ciclo herciniano el hundimiento más fuerte lo experimentó la parte este de la plataforma adyacente a los Urales, los cuales en aquel período eran sometidos a la inversión general y orogénesis. Como resultado de los hundimientos la anteclisa del Volga-Ural, que existía hasta el devónico tardío, sufrió un descenso, fue recubierta por sedimentos y se convirtió en una estructura sepultada. En el decurso del ciclo alpino los hundimientos máximos se concentraron en la mitad meridional de la plataforma, contigua a los geosinclinales de los Cárpatos, Crimea y del Cáucaso, que en aquel entonces se hallaban en desarrollo impetuoso. La depresión principal de aquel período era la del Dniéper-Donetz, separada del sistema geosinclinal del Cáucaso-Crimea por el escudo Ucraniano (fig. 90).

Análogos cambios se pueden señalar en la historia de otras plataformas. En el ciclo caledoniano los hundimientos máximos se registraban en la parte sur de la plataforma Siberiana, a lo largo de la periferia de la faja de los Sayanes-Baikal, que finalizaba entonces su desarrollo geosinclinal. En el ciclo herciniano se originó y desarrolló de forma enérgica la sineclisa del Tunguska, situada en las proximidades del geosinclinal de Taimir, que era en aquel tiempo el más activo. Durante el ciclo alpino a los hundimientos máximos era sometida la parte este de la plataforma, lindante con el geosinclinal de Verjoiansk. Sobre la plataforma de China y Corea en el Paleozoico los hundimientos más intensos se manifestaron en el norte, en la región lindante con el geosinclinal de Mongolia y Ojotsk; en el mesozoico en el sur, en la zona de influencia de la faja Mediterránea; en el cenozoico en el este, a lo largo de la periferia de la faja geosinclinal del Pacífico del Oeste. Sobre la plataforma Norteamericana las zonas de hundimiento máximo se encontraban en el ciclo caledoniano en el este, en la banda que tiende al geosinclinal de los Apalaches; las hercinianas en el sur, en la zona que linda con el geosinclinal Wachita; las alpinas en el oeste, a lo largo de la periferia del geosinclinal de las Cordilleras. Al trasladarse la región de hundimiento máximo hacia el oeste, la gran anteclisa Transcontinental, que había sido situada en el paleozoico antiguo y medio al oeste de la plataforma, en el paleozoico tardío era recubierta por sedimentos y se conservó sólo como estructura sepultada a semejanza de la anteclisa del Volga-Ural.

Las alteraciones que se operan de acuerdo con la regla de Karpinski en el plano estructural, no afectan a las elevaciones de plataforma más estables: escudos y algunas sineclisas, sobre todo marginales. Así, el escudo Báltico intervenía en calidad de zona de alzamiento durante toda la historia de la plataforma Europea mientras que la sineclisa Precaspiana permanecía siendo zona de notables

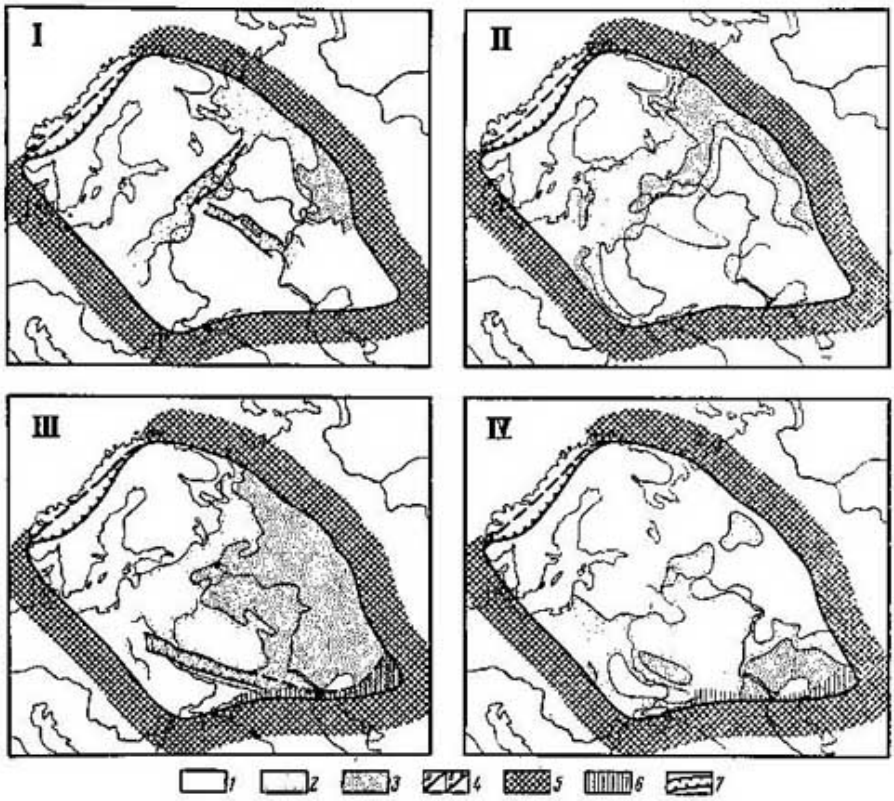


Fig. 90. Esquemas paleotectónicos de la plataforma Europea para los ciclos baikálico (rifeico—I), caledoniano (venda—silúrico—II), herciniano (devónico medio—triásico—III) y alpino (jurásico—antropógeno—IV) (confeccionado de acuerdo con los mapas de N. S. Igólkina, V. P. Kírikov y T. Yu. Krivskaia, 1970)

1 — tramos de elevaciones; *2* — tramos de hundimiento débil (potencias de hasta 500 m); *3* — tramos de intenso hundimiento (potencias mayores que 500 m); *4* — fronteras de la plataforma antigua; *5* — borde geosinclinal; *6* — zona incorporada en el hundimiento geosinclinal; *7* — fronteras de los aulacogenos

hundimientos, al menos desde el devónico y posiblemente partiendo de un tiempo más antiguo. También son estructuras de igual estabilidad los escudos del Aldán y el Brasileño, la sineclisa del Amazonas, etc.

A pesar de todo, la historia de las plataformas dispone de numerosas ocasiones de desintegración de los escudos debido a la nueva formación de los aulac-

genos. La parte sur de la plataforma Europea Oriental a principios del Proterozoico tardío estuvo ocupada por un extenso escudo denominado Sarmatiense por N. S. Shatski. Al formarse en el rifeico el pandeo de Pachelm, el escudo se disgregó en dos menores: el del Volga-Ural y el de Ucrania-Voronezh. Una vez surgido en el devónico el graben del Dniéper-Donetz, éste último se separó en dos escudos independientes: el Ucraniano y el de Voronezh. La formación del graben del mar Rojo en la parte central del escudo de Arabia-Nubia o la formación de la fosa del golfo de Baffin—estrecho de Davis—mar de Labrador, entre la parte de Groenlandia y la de Labrador del escudo Canadiense, son fenómenos del mismo orden.

Es posible que tenga una importancia no menor el proceso contrario, de extinción de las sineclisas y de formación de grandes elevaciones, que reúnen estructuras más antiguas, pero de menor tamaño. La sineclisa del Tunguska se cerró después del triásico, pero en la época del neógeno-cuaternario precisamente a ésta fue confinado el alzamiento máximo de la plataforma Siberiana; el centro de la elevación (la meseta de Putoran) coincide casi exactamente con el centro de la sineclisa. La sineclisa Moscovita cesó su desarrollo activo al final del cretácico y desde entonces se va incorporando en ascenso, etc.

A la par con las depresiones «primordiales», supeditadas en su dirección a los geosinclinales más activos en el ciclo dado y extendidas a lo largo de su periferia, también existen y se hallan en desarrollo las depresiones relacionadas con otros eslabones del borde geosinclinal de la plataforma. Al mismo tiempo con la sineclisa Báltica en el ciclo caledoniano sobre la plataforma Europea Oriental se desarrollaba el pandeo del Dniestr a lo largo de su periferia sudoeste, colindante con el geosinclinal Carpático. La cuenca del Dniéper-Donetz, que es el pandeo alpino principal de la plataforma, se originó ya en el ciclo herciniano, por supuesto, bajo el influjo del geosinclinal herciniano Dobrudzhinsko-Caucásico. Además, una vez surgida en la esfera de influjo de un sistema geosinclinal determinado, la zona de depresiones a veces sigue estando en desarrollo también en el ciclo siguiente, cierto es que ya no como primordial, sino subordinada. El pandeo Ruso Oriental, de dirección paralela a los Urales, se originó y estuvo en desarrollo más activo en el ciclo herciniano, pero los hundimientos en esta zona se renovaban reiteradamente asimismo en el ciclo alpino: en el jurásico tardío, a los comienzos del cretáceo, en el santoniense y akchaguil. La banda del Angará-Lena de encorvamiento de la plataforma Siberiana, que era la estructura negativa principal de ésta última en el ciclo caledoniano, de nuevo fue sometida a cierto hundimiento en el jurásico, o sea, en el ciclo kimmeridgense.

A esto debemos añadir que al comenzar el ciclo de turno, todavía predomina el plan estructural propio del ciclo anterior, y sólo más tarde se inicia la reestructuración, que conduce al establecimiento del nuevo plan estructural.

Mientras en las partes periféricas de las plataformas los pandeos, sobre todo los periféricos del cratón, se desarrollan bajo el influjo directo del hundimiento de los geosinclinales vecinos, en sus partes centrales, lejos de su franja geosinclinal, se asientan las sineclisas de otro tipo, generalmente de contornos isométicos (las autosineclisas, según A. L. Stávtsev). Así son la sineclisa Moscovita de la plataforma Europea Oriental, las sineclisas Tawdeny y Congo de la plataforma Africana, la Gran Cuenca Artesiana en Australia, etc.; son típicas en especial para las plataformas que formaban parte del supercontiente Gondwana. Como muestra el ejemplo de la sineclisa Moscovita o de la sineclisa de Chad en Africa, semejantes cuencas se originan habitualmente en el punto de intersección de las fallas del fundamento y de los aulacogenos asociados con éstas últimas. En su desarrollo ulterior estas sineclisas pueden ser desplazadas hacia el lado de los geosinclinales más activos y al fin de cuentas

fusionarse con las regiones de descensos periféricos del cratón tal como sucedió con la sineclisa Moscovita en el Paleozoico tardío.

Examinando la *evolución general de la estructura de las plataformas*, durante varios ciclos sucesivos, podemos notar en ella las siguientes regularidades (fig. 91). La formación de las plataformas

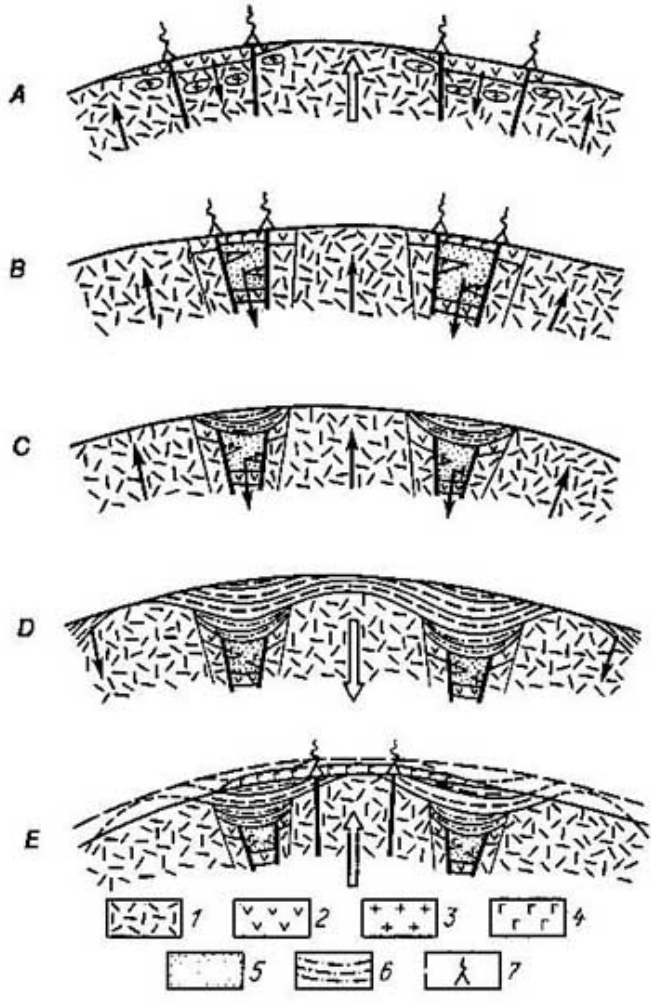


Fig. 91. Estadios principales de evolución de las plataformas
A — estadio de formación del cratón; B — aulacogénico; C — estadio de las sineclisas; D — el de placas; E — estadio de elevación final
1 — fundamento; *2* — vulcanitas ácidas; *3* — granitos del tipo de rapakiwi; *4* — vulcanitas básicas *5* — formaciones de molasa; *6* — formaciones de plataformas; *7* — volcanes

significa una fusión de elementos originarios muy heterogéneos de la región geosinclinal en una masa única consolidada, inicialmente en estable alzamiento. Pero esta «homogeneización», coincidente con el *estadio de conversión en cratón* (véase más arriba), es temporal

y relativa; en lo sucesivo, bajo la acción de las tensiones procedentes de la región subcortical de la misma plataforma y de los geosinclinales vecinos, esta masa se parte, en primer lugar, a lo largo de las costuras entre las estructuras heterogéneas de su fundamento (en particular, entre los macizos medianos y los sistemas geosinclinales); como resultado surgen los aulacogenos, que a veces en un principio tienen el carácter de geosinclinales interiores del cratón (el *estadio aulacogeno*). En los ciclos posteriores los aulacogenos se hacen formaciones ya puramente de plataforma, y sobre ellos se forman pandeos más anchos y suaves[1]). El surgimiento de los aulacogenos significa la disgregación de los escudos, la conversión de ellos en sineclisas, el ulterior ensanchamiento de las regiones en hundimiento. La fusión de las sineclisas lleva a la formación de las placas y convierte las elevaciones entre ellas de escudos en anteclisas. Este es el *estadio de placa* en la evolución de una plataforma[2]). De esta forma, partes de la plataforma cada vez más grandes se incorporan en el hundimiento, por supuesto, ligado con la disminución del flujo calórico, con el enfriamiento de la corteza; entretanto los terrenos sobrelevantados corresponden a las estructuras residuales, que evitaron este encorvamiento. *El papel primordial de los hundimientos*, su amplitud mucho más grande que la de ascenso *es la característica más importante del desarrollo de las plataformas* a pesar de que los tramos de elevación ocupan un área mucho más grande que las cuencas. *Los fenómenos de inversión de las zonas de inflexión*, las formaciones nuevas de alzamiento *no son específicos de las plataformas*; la inversión se observa sólo en los aulacogenos y se patentiza habitualmente sólo por la formación de elevaciones de relativa estrechez y poca amplitud del tipo de megacaballones o paranticlinorios (Manguishlak Montañoso, el paranticlinorio Kuiavo-Pomorski, la emergencia Soura-Ugarta en Africa del Norte, etc.), en tal caso por el fundamento se conserva la depresión. Los aulacogenos se desaparecen paulatinamente, las sineclisas y anteclisas se ensanchan, la estructura de la plataforma de nuevo se hace menos diferenciada. Al final de los ciclos tectónicos de turno y al comenzar los subsiguientes la plataforma representa en general un macizo único de tierra firme, hecho debido probablemente no a su alzamiento activo, sino al descenso eustático del nivel del Océano Mundial, relacionado con el ahondamiento de las fosas oceánicas.

§ 4. Plataformas antiguas activas y particularidades de su desarrollo. Magmatismo de plataforma

La exposición antecedente concierne por lo general a aquellas plataformas antiguas que se refieren a la categoría de estables, a

[1]) En correspondencia se puede destacar el subestadio de pandeo del estadio aulacogeno (A. N. Zólotov).

[2]) Sobre las plataformas gondwanianas el desarrollo ha cesado en el subestadio de sineclisa (B. A. Sokolov) del estadio de placa.

saber: la Europea Oriental, la Norteamericana, en parte la Australiana. Esencialmente diferente es el desarrollo del otro grupo de plataformas antiguas, las cuales se pueden calificar de activas; la de China—Corea, la de Indostán, la Africana y la Sudamericana. Los investigadores de China les dieron el nombre de *paraplataformas* (Juan Tzi-tzin y otros). Para las plataformas de este tipo es específico, ante todo, una gran altura sobre el nivel del océano, lo que determina el hecho de que en sus límites predominan los procesos de derrubio o acumulación de formaciones continentales. El depósito sedimentario se opera en gran parte en las cuencas intracontinentales en contraposición a las plataformas estables, para las cuales lo más típico en este aspecto es el ambiente de los mares de shelf o de las llanuras litorales aluviales.

La manifestación de fallas profundas en las plataformas de este grupo no se limita al fundamento; también afectan a la cobertera sedimentaria y alcanzan la superficie. Así es, por ejemplo, el sistema de fallas profundas de la plataforma Siberiana (Angaro-Katangski, del Angará-Viliui y otras), el que disloca no sólo al Precámbrico, sino que también al paleozoico. Las fallas profundas que consiguen la superficie abundan en la plataforma de China-Corea, en la Africana, y en otras plataformas similares, y van acompañadas de los fenómenos de magmatismo. La gran actividad de las fallas en las plataformas activas ha condicionado su sismicidad elevada.

Sobre un fondo de emergencia general de las plataformas activas, tramos aislados se desplomaron, por lo visto, bajo la acción de los esfuerzos de tracción. De tal manera surgieron las sineclisas superpuestas, las anficlisas (según M. V. Murátov) y los aulacogenos, con todo esto la formación nueva de estas estructuras en ocasiones iba acompañada del vulcanismo de trapps. La depresión Vanavarskaia de la plataforma Siberiana cobijó en el paleozoico tardío a la bóveda Katangski del paleozoico antiguo; la sineclisa del Congo cubrió la parte meridional del escudo Africano Central; la sineclisa del Paraná se colocó sobre la parte del sur del escudo Brasileño. La estructura del escudo de Indostán, al finalizar el paleozoico y al iniciar el mesozoico, se complicó con los aulacogenos de Narmadí, Godavari, Majanadi, Radjmajala.

A diferencia de las plataformas estables, en las plataformas activas los afloramientos del fundamento ocupan un área mayor que la profusión de la cobertera. Por lo tanto, destacar aquí los escudos y placas cuesta trabajo, o es imposible: toda la plataforma parece como si fuera un escudo inmenso con sineclisas aisladas superpuestas sin unirse entre sí.

El gran papel de las fallas en la constitución de las plataformas antiguas en movimiento determina la elevada penetrabilidad de la corteza que favorece la actividad magmática efusiva. El producto de esta última es la *formación de trapps*, mejor dicho, *asociación*, tan típica de estas plataformas. Su elemento principal es la formación vulcanógena *plato-basáltica* superficial, integrada por rocas del

magma toleíto-basáltico: doleritas, diabasas, pórfidos, basaltos y sus tobas[1]). Es mucho más raro encontrar las andesitas, riolitas, limburguitas, los basaltos de nefelina. A la par con los mantos abundan las intrusiones estratiformes (sills) que contienen diabasas de gabro y doleritas. Así son las formaciones de trapps de la plataforma Siberiana (el devónico, el pérmico superior y el triásico), de Africa del Sur, de América del Sur, de la Antártida, Tasmania e Indostán del Este (la parte superior del triásico y la inferior del cretácico), de Africa Oriental y del Indostán Occidental (el cretácico superior y el paleógeno inferior). Son conocidas asimismo las formaciones de trapps del precámbrico tardío en varias plataformas antiguas. Parte de las efusiones tuvo el carácter fisural, en tal caso las fisuras que segregaron la lava, y que actualmente se hallan llenas con diques, alcanzaron a veces una gran extensión. Al mismo tiempo se registra una amplia profusión de erupciones explosivas de tipo central, con preponderancia monogénicas (bocas de explosión). La potencia de la formación de trapp llega a 3—4 km y las áreas de su propagación superan en algunos casos el millón de km² (Siberia, Indostán, América del Sur).

Como formación independiente cabe destacar la formación *efusiva olivino-basáltica* (*traquito-basáltica*) *alcalina*, constituyente de basaltos de olivino, basaltos de traquita, limburguitas, traquitas, fonolitas y otras lavas de elevada alcalinidad, así como lavas ácidas normales: riolitas, dacitas. Esta formación es difundida extensamente en Africa, donde ella tiene (al igual que en otras plataformas una edad, en general, más joven (el Cretácico, el Terciario) que la formación de trapps normal (las doleritas de Karroo del rético). Aquí las erupciones eran de tipo central; les son propias las bóvedas y extrusiones, debidas a la elevada viscosidad del magma.

La formación alcalina en forma de basalto, destacada por Yu. A. Kuznetsov como independiente, está ligada estrictamente, como señala el mismo autor, con la de olivino y basalto y se puede considerar, al parecer, su variedad (subformación).

Con cada una de las dos formaciones efusivas descritas están eslabonadas en el espacio y en el tiempo las formaciones intrusivas correspondientes. La análoga de la formación de trapp es la *formación granítica de gabro* (*granofírica*). Esta se manifiesta en forma de grandes intrusiones, preponderantemente lopolíticas, con la estratificación bien expresada, coherente con la diferenciación en el lugar, así como también con la inyección consecutiva del magma diferenciada en la profundidad. «Una gran diversidad de la composición petrográfica en conjunto con la estratificación es el rasgo característico de esta formación... La aparición de granófiro e incluso de granitos en el techo de la intrusión es una regularidad» (Kuznetsov, 1964).

[1]) Los basaltos toleíticos de las plataformas continentales difieren de las oceánicas, según G. B. Rudnik y T. I. Frolova, por tener un elevado contenido de K_2O y poco Ti_2O.

Los ejemplos clásicos de las grandes intrusiones de dicha formación son los plutones Sedveri en Canadá y de Bushweld en Africa del Sur, cuya composición varía de norita a granitos (fig. 92). Estos cuerpos lopolíticos penetran en la cobertera sedimentaria precámbrica de los terrenos más antiguos de las plataformas Norteamericana y Africana. En cuanto a la plataforma Siberiana, son conocidas las intrusiones del triásico inferior del mismo tipo, pero más jóvenes

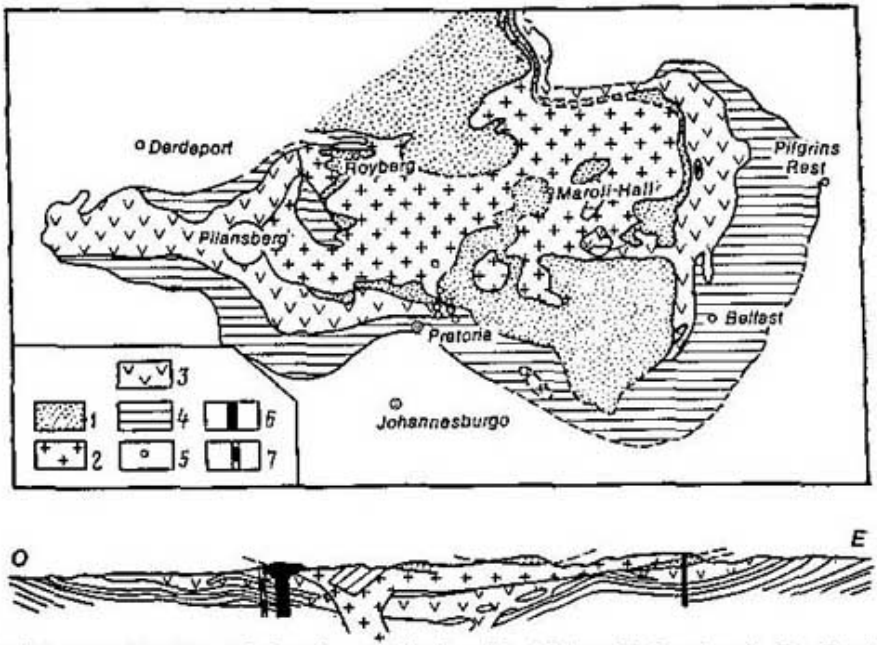


Fig. 92. Constitución del dopolito de Bushweld, Africa del Sur (según Du Toyte)
1 — rocas del techo (sistema Waterberg y el grupo roybergiano; *2* — granitos rojos; *3* — noritas, *4* — rocas del pie (sistema de Transvaal); *5* — sienitas (se indican fuera de la escala); *6* — centro volcánico de Pilandsberg y la chimenea volcánica de Spitzcop; *7* — chimenea kimberlítica

y de menor tamaño (la intrusión Daldikanskaia, etc.). Los plutones diferenciados de las rocas de la formación granítica de gabro contienen importantes concentraciones industriales de sulfuros de cobre, níquel, titanomagnetitas y en las diferencias más básicas y ultrabásicas, las de cromitas, de platino y platinoideas. Con los granitos (granófiros) se hallan asociados los yacimientos hidrotermales de estaño, tungsteno, molibdeno, bismuto, cobre y arsénico, que son de menor importancia.

Sólo dentro de los límites de las formaciones precámbricas se encuentran las variedades (subformaciones) de la mencionada anteriormente, a saber, *la formación de labradorita-rapakiwi y la formación anortosítica*. Los macizos intrusivos de esta composición abundan entre los límites de los escudos Báltico y Ucraniano de la plataforma Europea Oriental, también se encuentran en otras plataformas

antiguas. Su origen corresponde al tiempo de extinción del régimen geosinclinal y de engendramiento de las plataformas de alta actividad inicial.

Con los granitos rapakiwi se hallan asociados los campos de pegmatitas con piezocuarzo y topacios (por ejemplo, son notorios los topacios de Volín). A los plutones anortosíticos están confinados los importantísimos yacimientos de las menas titánicas compuestas de ilmenitas, hematites con ilmenita e ilmenita con magnetita, otras veces de rutilo con ilmenita (I. I. Málishev), así como los yacimientos de apatitas.

Con las formaciones efusivas olivino-basálitica y basaltoideas de las plataformas antiguas en movimiento se asocia otro grupo importante de formaciones intrusivas de plataforma, o sea, el *grupo de las formaciones alcalinas*. Yu. A. Kuznetsov destaca entre este grupo tres formaciones: ultrabásica, alcalina, kimberlítica. Las rocas de formación kimberlítica llenan las chimeneas explosivas diamantíferas (Siberia, Africa del Sur, etc.). Las rocas de las dos restantes formaciones alcalinas dan origen a los plutones subvolcánicos centrales de constitución anular, resultado de las penetraciones reiteradas del magma (figs. 93 y 94); a éstos se refieren, en particular, los gigantescos macizos intrusivos de las tundras de los Jibiny y Lovoziorskie en la península de Kola (el escudo Báltico).

Con la *formación de las rocas ultrabásicas alcalinas* y, sobre todo, con sus diferencias de carbonatitas están ligados los yacimientos de las menas de los elementos raros: zirconio, niobio, tantalio, tierras raras, acompañados con frecuencia de uranio y torio en estado disperso. La particular demanda de estos elementos han condicionado en los últimos decenios las búsquedas intensivas y prospección de los cuerpos intrusivos de dicha formación, singularmente en América del Sur y Africa Oriental. En lo que atañe a la *formación* (subformación de *sienitas nefelínicas*, afín a esta última, también se confina a las menas de metales raros, en particular, de zirconio, y también de uranio y torio. Igualmente son notorias las concentraciones de importancia de las apatitas; el yacimiento más grande es el de los Jibiny en la península de Kola (el escudo Báltico).

Aunque las formaciones intrusivas, que acabamos de caracterizar, son las análogas plutónicas de ciertas formaciones efusivas de plataforma e integran frecuentemente en conjunto con ellas asociaciones volcano-plutónicas, también se pueden encontrar de forma más o menos independiente con respecto a estas últimas, como, por ejemplo, en los escudos Báltico y Ucraniano. *Un amplio desarrollo de los fenómenos magmáticos es el rasgo más característico de las plataformas activas*, además, las formaciones sedimentarias de estas últimas difieren en algo de las de plataforma estable, tanto por su surtido como por la composición y otros indicios.

El final de un ciclo y el comienzo de otro nuevo sorprenden a las plataformas activas en posición muy elevada sobre el nivel del océano. En condiciones de bajas temperaturas, e incluso moderadas,

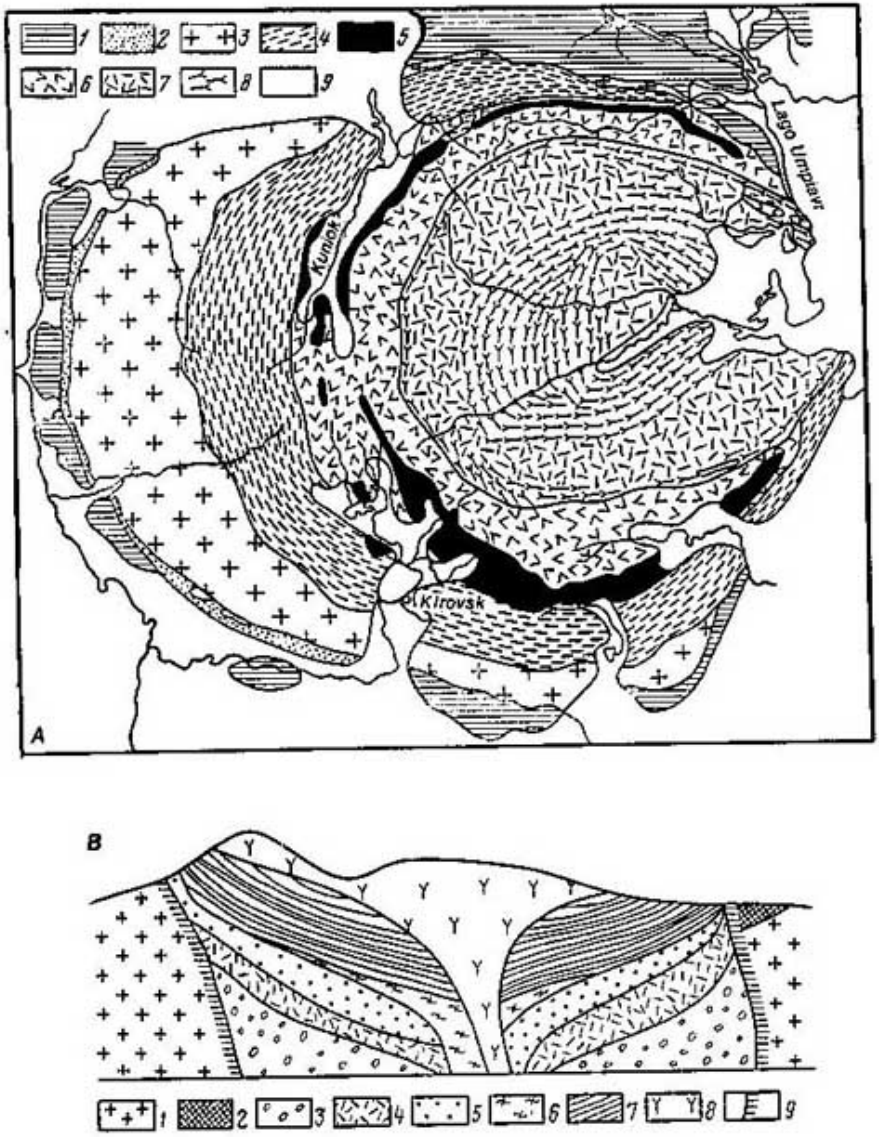


Fig. 93. Mapa geológico del plutón anular de los Jibiny (según E. N. Volodin) y el corte del plutón anular Lovoziorski (según A. V. Atamánov)

A, *1* — rocas encajantes del precámbrico y del paleozoico (?); *2* — corneana; *3* — hibinitas granitoideas; *4* — hibinitas traquitoideas; *5* — iolitas, urtitas, malinitas apatitas; *6* — rischoritas y sienitas nefelínicas egirínicas de grano mediano; *7* — foyaítas granitoideas; *8* — foyaítas traquitoideas; *9* — depósitos cuaternarios. *B*, *1* — formaciones arcaico-proterozoicas; *2* — formaciones devónicas efusivas y sedimentarias; *3* — sienitas nefelínicas del tipo de las hibinitas; *4* — complejo de las rocas análogas a las iolitas-urtitas de los Jibiny; *5* — sienitas nefelínicas poikilíticas; *6* — parte inferior de foyaítas del complejo estratificado; *7* — parte superior del mismo complejo; *8* — complejo eudyalítico; *9* — zona de contacto de las rocas alteradas

y de alta humedad esto conduce al desarrollo del recubrimiento glaciárico y, por consiguiente, al acopio de la *formación de casquete glacial*. Esta formación se hallaba en amplia propagación al cabo del carbonífero y a principios del pérmico en América del Sur, Indostán, Africa del Sur, Australia y la Antártida. La formación de casquete glacial tuvo una propagación aún mayor en el proterozoico

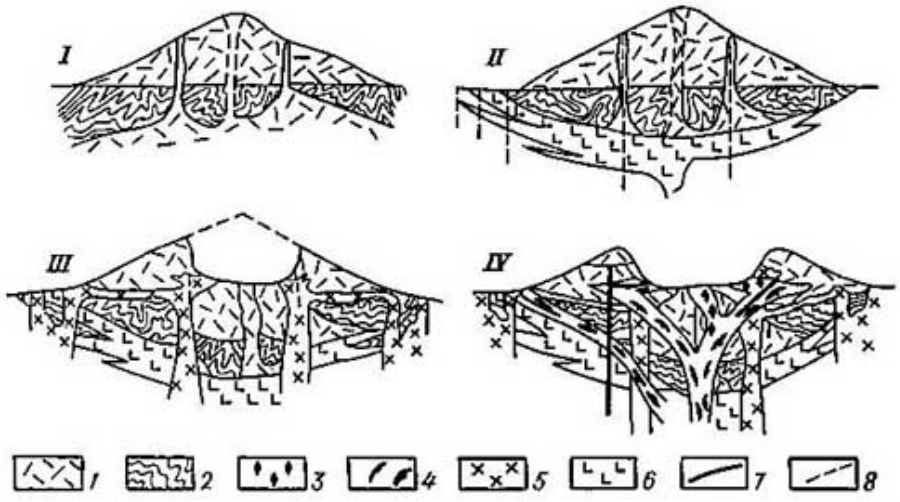


Fig. 94. Reconstrucción esquematizada de las etapas principales (I—IV) de formación del complejo anular Guebel-Abu-Jruk, Egipto (según V. I. Budánov). La disposición de las rocas durante cada una de las etapas, se muestra al cabo de cierto período de erosión

1 — rocas del cono volcánico; *2* — rocas del fundamento; *3* — ditroítas; *4* — foyaítas; *5* — sienitas alcalinas; *6* — gabro esexítico; *7* — diques; *8* — fallas

tardío; actualmente se conoce que también en el ordovícico y el silúrico alcanzaba Africa y Sudamérica.

Para el estadio siguiente del ciclo es específica la nueva formación de las depresiones del tipo de los grabens y sineclisas superpuestas. El fondo de estas cuencas se hallaba en posición hipsométrica ya no tan alta, se encontraba habitualmente en condiciones de clima templado y fue ocupado con lagos o llanuras pantanosas. Todo esto fue favorable para la acumulación de la *formación carbonífera límnica* del tipo del jurásico carbonífero de la cuenca de Irkutsk, de las depresiones del escudo del Aldán, de Indostán, de las capas carboníferas del paleozoico superior de la cavidad del Tunguska, de la parte septentrional de la plataforma China, de Sudamérica, la Antártida, etc. La potencia de la formación suele ser considerable, de hasta 3—4 km. El estadio de acopio de dicha formación corresponde aproximadamente a la época de transgresión máxima en los geosinclinales y en las plataformas estables.

La formación carbonífera se sustituye en la dirección ascendente de la sección (la sucesión formacional) por la *árida colorada*, consti-

tuida mayormente por arenas de orígen eólico (el triásico de Sudamérica, Africa del Sur, etc.). Es verosímil que en aquel tiempo el relieve de las plataformas activas de nuevo se empezó a elevar con motivo del aumento de la velocidad de los movimientos tectónicos. La activación del alzamiento causaba localmente, por ejemplo, en la plataforma de China-Corea al finalizar el triásico y en el cretáceo, en la composición de la formación colorada el surgimiento de las rocas prefíticas de fragmentos groseros: graulitas, conglomerados y el acrecentamiento general de su potencia (hasta 2—3 km). Debido a esto la formación indicada cobra la apariencia muy próxima a la de las formaciones de molasa de las regiones geosinclinales; en tal caso debemos denominarla molasoidea. En ciertas zonas (por ejemplo, en Africa) ésta contiene diamantes y oro redepositados.

Al expirar el ciclo, en las plataformas activas se inicia comúnmente una brusca activación de las fallas profundas y se inaugura la época de tempestuosa actividad volcánica con el acopio de formaciones efusivas (algo más tarde) de trapps (toleíto-basáltica) y (o) alcalina olivino-basáltica (traquibasáltica) y con el engendramiento de sus análogas intrusivas. Esta época de actividad volcánica, como señaló Yu. M. Sheinmann, por lo común coincide aproximadamente con la época principal, cuando se producen las elevaciones en los geosinclinales vecinos. En tal caso el área de profusión del volcanismo toleíto-basáltico y olivino-basáltico está situado en la proximidad de los geosinclinales en orogénesis, pero resulta extendida en dirección perpendicular al borde de estos últimos, lo que se explica, por lo visto, por la coherencia entre el volcanismo y las fallas transversales de la banda geosinclinal que prosiguen en la plataforma.

Sobre la plataforma Siberiana el magmatismo del Pérmico y del Triásico antiguo era confinado a su parte noroeste y es de presumir que se relacionaba con los sucesos en el vecino geosinclinal de Taimir (donde, dicho sea a propósito, también registramos sus manifestaciones). El magmatismo posterior, del Triásico tardío y del jurásico, se hizo manifiesto en la parte sudeste de la plataforma, en las proximidades más cercanas a los geosinclinales de Verjoiansk y de Mongolia-Ojotsk. En Indostán los trapps del triásico tardío y del Jurásico se hallan propagados en el este, en Assam y Radjamajal vecinos al geosinclinal de Birmania, que en el mesozoico estuvo en activo desarrollo, al mismo tiempo los trapps del cretáceo tardío y del paleógeno antiguo de Deccán se esparcen en la zona de influencia del geosinclinal alpina de Beluchistan. En Africa las doleritas de Karroo del rético tienden al geosinclinal capsense y por el tiempo de efusión corresponden a las emergencias en este último en tanto que los basaltos, más jóvenes, del cretáceo tardío y del terciario de la parte noreste del continente y de la península Arábiga tienen desarrollo en la esfera de influencia del geosinclinal alpino de Tavra-Zagrós. En la plataforma China las efusiones de los basaltos del pérmico tardío en su parte suroeste están ligadas manifestamente con los estadios finales de desarrollo del geosinclinal Indochino, etc.

Dicha regularidad refleja una forma más de la influencia que ejerce la evolución de los geosinclinales sobre el desarrollo de las plataformas vecinas. Es frecuente observar que en el espacio el volcanismo de trapp se confunde con el volcanismo basáltico, final (según Stille), de los geosinclinales contiguos.

De tal manera, las plataformas activas por varias particularidades de su desarrollo difieren esencialmente de las plataformas estables. Pero, ¿cuál es la correlación de estos dos tipos de plataformas en el tiempo y en el espacio? ¿Reflejan realmente las vías particulares de desarrollo de las plataformas o quizás diferentes estadios de evolución de las mismas plataformas? Muchos hechos dan pie para la última suposición.

Casi todas las plataformas que se consideran estables atendiendo las particularidades de su desarrollo en el paleozoico y más tarde, en el transcurso del proterozoico medio y tardío se desarrollaban como típicamente activas. En todas estas plataformas se observan potentes manifestaciones del volcanismo de trapp (los trapps del «sistema» de Keweenaw en Norteamérica, los paleobasaltos y diabasas rifeicas de la placa Rusa, los trapps del Cámbrico inferior en Australia), tuvieron amplio desarrollo las rocas coloradas continentales, las teallitas de formación glaciárica. Así pues, es posible que los ciclos remotos transcurriesen para todas las plataformas antiguas bajo el signo de una alta actividad, mientras que los ciclos medios (caledoniano, herciniano) para muchas de estas plataformas fueron significados por el debilitamiento de su movilidad. Los ciclos más tardíos (Kimmeridgense, alpino) de nuevo manifiestan los síntomas de la activación de los movimientos.

Algunas plataformas, que referimos a la categoría de las activas, en sus partes aisladas se desarrollaban de acuerdo con el tipo de plataformas estables. Así eran las cosas con la plataforma Africana, cuya parte septentrional (placa de Sahara) a partir del paleozoico se comportaba más bien como plataforma estable al tiempo que sus tramos meridionales y centrales eran verdaderamente activas. Lo mismo se puede señalar con respecto a la plataforma Sudamericana, cuyas partes del norte y oeste por el carácter de su desarrollo se aproximaron a las plataformas estables. Estos ejemplos hablan de cierto convencionalismo en la división de las plataformas antiguas basada en los tipos de su desarrollo, y también de que las partes centrales de una misma plataforma puedan distinguirse por su mayor movilidad y con la preponderancia de las emergencias a la vez que su periferia, por una movilidad menor y con la preeminencia de los hundimientos. A esto debemos añadir todavía que en las plataformas estables típicas se registran manifestaciones del magmatismo intrusivo: recordemos las intrusiones alcalinas del pérmico y del devónico del escudo Báltico, las chimeneas kimberlíticas y los diques peridotíticos de la plataforma Norteamericana.

El tiempo cuando las intrusiones penetran en las plataformas subraya una vez más el hecho de que los períodos de activación de las plataformas coincidan con los períodos orogénicos de las franjas geosinclinales (el Devónico con la orogénesis caledoniana, el Pérmico y el Triásico con la orogénesis herciniana, el Cretácico tardío y el Neógeno con la orogénesis alpina.) De tal guisa, a los estadios de desarrollo de las plataformas antiguas que acabamos de caracterizar: el de formación del cratón, el aulacogénico y el de placa, hay que adicionar los estadios de activación, que se pueden alternar o finalizar al estadio de placa.

§ 5. Plataformas jóvenes, singularidades de su construcción y desarrollo

Como ya hemos señalado, es usual denominar plataformas jóvenes a las surgidas en sitio de las zonas plegadas caledonianas, hercinianas y mesozoicas (alpinas remotas). A dicho tipo tienden también las plataformas epibaikálicas, pero las zonas de propagación de los geosinclinales baikálicos interiores del cratón se deben incluir, además, en el grupo de las plataformas antiguas. Todas estas generaciones de las plataformas no se formaron después de los megaciclos tectónicos anteriores, sino que durante el último megaciclo (al cabo de los ciclos de segundo orden que lo integran). Con esto se determinan cierto carácter no acabado de la consolidación y estabilización de las plataformas jóvenes, un grado menor de homogeneización, cristalinidad y «rigidez» de su fundamento, el mantenimiento por este último de una movilidad mucho mayor; un enlace más estrecho de la estructura de la cobertera con la del fundamento, es una de las distinciones principales de las plataformas jóvenes respecto a las antiguas.

Algunos investigadores, sobre todo extranjeros, en general no consideran a las plataformas jóvenes como plataformas verdaderas. Así H. Stille las denominó *casicratones*. Yu. M. Sheinmann propuso nombrar este tipo de enormes estructuras de la corteza terrestre *regiones de plegamiento acabado*; este último término obtuvo una difusión determinada en la literatura de la URSS. Sin embargo, debido a una serie completa de indicios decisivos: el grado de diferenciación tectónica, la intensidad y contrastabilidad de los movimientos profundos, las dimensiones y la forma de las grandes estructuras, el carácter del plegamiento, el magmatismo; las plataformas jóvenes corresponden por completo al concepto común de plataformas. A pesar de todo, es imprescindible también atender aquellos rasgos privativos de dicho tipo de plataformas que lo singularizan con respecto a las plataformas «normales», o sea, antiguas.

Ante todo, *las plataformas jóvenes no forman macizos independientes de la corteza continental, sino que franjean a las plataformas antiguas o llenan los intervalos entre las mismas* (Yu. A. Kosiguin). Así, la plataforma epiherciniana Escítica borda al sur a la plataforma antigua Europea Oriental en tanto que la plataforma Siberiana Occidental es dispuesta entre la Europea Oriental y la Siberiana, también antigua.

Sobre las plataformas jóvenes las placas ocupan, como regla general, áreas mucho mayores que los escudos y las sineclisas, que las anteclisas. T. N. Spizharski a las placas de plataformas jóvenes da el nombre de regiones *koilogénicas* (por supuesto, es un término excesivo), refiriendo los escudos y cadenas de montañas bajas (del tipo de los Urales) a las regiones de plegamiento acabado. V. N. Sobolevskaia destaca las placas del tipo de la Siberiana Occidental

rodeadas por todos o casi todos los lados por las salientes del basamento plegado y las denomina *placas cercadas*. Estas estructuras también llevan el nombre de *megasineclisas*. Algunas de ellas, por ejemplo, la megasineclisa de la Gran Cuenca Artesiana de Australia descansa en parte sobre el fundamento antiguo y en parte sobre el joven.

Una singularidad de importancia más de las plataformas jóvenes es la *herencia de la estructura del fundamento por la de la cobertera*, rasgo que se manifiesta respecto a los elementos estructurales de los órdenes más diversos, incluyendo los alzamientos locales, pero que se debilita regularmente de los horizontes inferiores de la cobertera hacia los superiores (A. L. Yanshin). Así, la sineclisa Liapinskaia, situada en la parte noroeste de la plataforma Siberiano-Uralense, y la anteclisa Sosvinskaia Septentrional (cadena) son, respectivamente, las prolongaciones sepultadas del sinclinorio de Taguil y del anticlinorio Uralense Oriental; la anteclisa de Kizil-Kum (cadena) de la placa de Turán yace sobre la prolongación del meganticlinorio del Tian-Shan del Sur, la sineclisa del Chu de la placa de Turán hereda el pandeo herciniano entre montañas, etc.

Esta categoría de importancia de las *elevaciones heredadas: cadenas de montañas bajas, guirnaldas y pandeos*; se distingue por tener contornos alargados, por exceder en mucho la longitud a la anchura; así, por ejemplo, la mencionada guirnalda Sosvinskaia, de 100—150 km de ancho tiene una longitud de 500 km. En oposición a este grupo de las estructuras, en las plataformas jóvenes se observan las anteclisas y sineclisas, bóvedas y depresiones de contornos redondeados o isométricos, las cuales corresponden en gran parte a los macizos medianos del fundamento. Así son las bóvedas de Kara-Bogas y de Kara-Kum de la placa de Turán, la saliente Vagai—Ishmski que refleja la prolongación septentrional sepultada del macizo mediano de Kazajstán Central (su parte descubierta entra en calidad de escudo en la estructura de la joven plataforma Uralense-Siberiana). Las enormes cuencas de la placa Siberiana Occidental: Janti-Mansiskaia, del Obi Inferior cobijan a los terrenos hundidos de los macizos antiguos prehercinianos del fundamento.

Como señaló por primera vez Yu.N. Godin en base al material de la placa de Turán, las estructuras que heredan a los anticlinorios y sinclinorios de las zonas plegadas se caracterizan con las anomalías magnéticas y gravitacionales nítidamente lineales y de relativa intensidad al tiempo que las estructuras que se desarrollan por sobre de los macizos medianos, con la falta de anomalías magnéticas algo considerables y con el campo gravitacional típicamente mosaico débilmente positivo o negativo. El plegamiento de la cobertera es mucho más patente dentro de los límites de las estructuras del primer tipo.

Los novísimos datos de la Geofísica y del sondeo han mostrado que *los macizos medianos de fundamento precámbrico* (¡pero siempre con las huellas notables de la ulterior transformación!) *ocupan áreas*

muy grandes dentro del marco tanto de las placas como de los escudos de las *plataformas jóvenes* (fig. 95). Esto sugiere que precisamente la presencia de éstos aseguró la consolidación de las plataformas jóvenes y condicionó las diferencias no grandes entre las más típicas de ellas y las plataformas antiguas. Por el contrario, allí donde dentro de los límites de las regiones geosinclinales del proterozoico tardío y del Paleozoico no había macizos antiguos notables, ellas, en el transcurso de un tiempo largo, mantenían o renovaban reiteradamen-

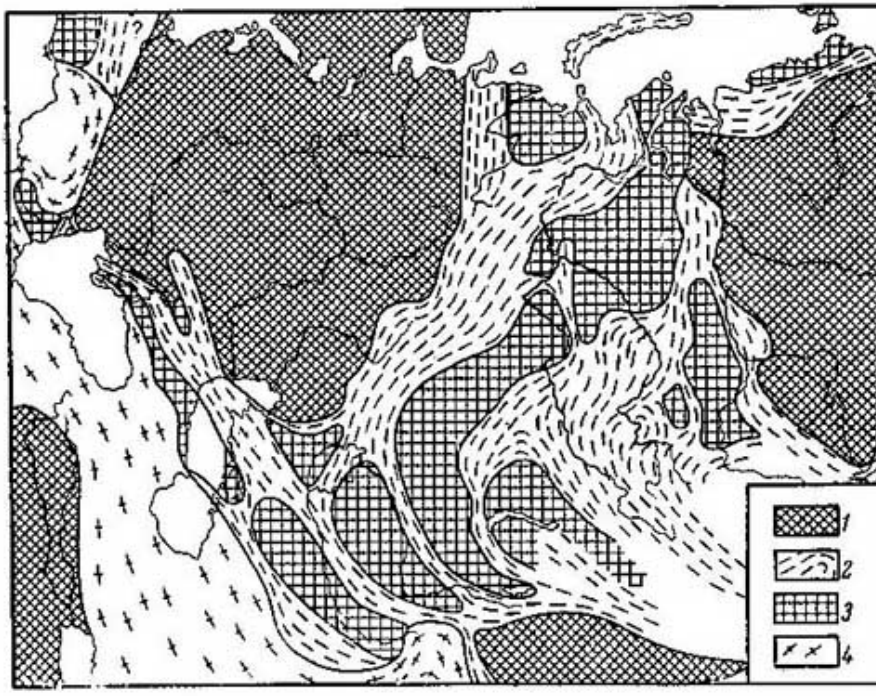


Fig. 95. Bloques antiguos del fundamento de las placas Escítica de Turán y Siberiana Occidental

1 — plataformas antiguas (prebaikálicas, mayormente epikarélicas); *2* — sistemas plegados geosinclinales del proterozoico tardío y del paleozoico (baikálicos, caledonianos y hercinianos); *3* — macizos de consolidación precámbrica dentro de los límites de las zonas geosinclinales del proterozoico tardío y del paleozoico; *4* — franja orogénica alpina

te la alta movilidad, ya siendo no plataformas jóvenes, sino regiones de orogénesis recurrente (más detenidamente, véase el cap. VIII). En total, *cuanto más jóven es la plataforma, tanto más heterogéneo*, naturalmente, *es su fundamento y, por consiguiente, más complicada es la estructura de su cobertera.*

Un tipo especial y de importancia de las estructuras lineales heredadas de las plataformas jóvenes son las *combaduras póstumas frontales, o de costura*, dispuestas a lo largo de sus fronteras con las plataformas antiguas y desarrolladas en lugar de las combaduras frontales del último ciclo geosinclinal, o de las costuras marginales. Con frecuencia se les refiere a las combaduras frontales

comunes sin atender al hecho de que el período de desarrollo de dichas combaduras no coincide con el de las frontales verdaderas, que corresponde a la época de orogénesis, así como a la composición de las formaciones que las llenan, y se distinguen de las molasas por la ausencia de fragmentos groseros (por otra parte, aquí se pueden presentar formaciones molasoideos), y al carácter de su plegamiento, que no llega a aquel grado de intensidad que es típico para las combaduras frontales. La potencia de la cobertera sedimentaria alcanza en las combaduras póstumas una magnitud muy considerabele, de 3 a 5 km. entretanto la velocidad y el gradiento de descenso a veces se aproximan a los de los geosinclinales. De ejemplo puedo servir la combadura póstuma del Jurásico y Cretáceo del antepaís de Taimir.

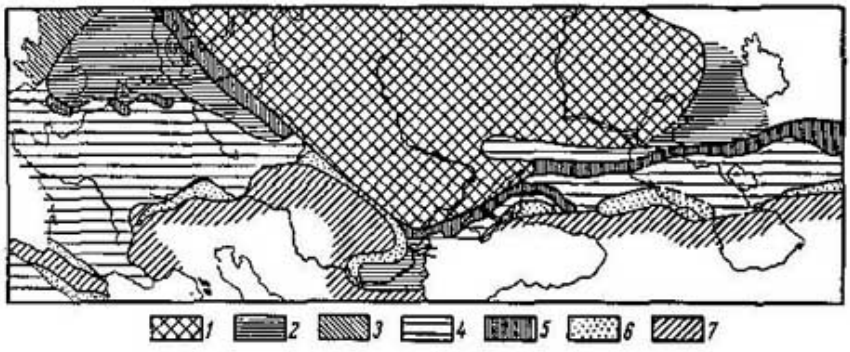


Fig. 96. Combaduras de costura a lo largo de la perfieria de la antigua plataforma Europea

1 — plataforma antigua; *2* — plataforma epibaikálica; *3* — plataforma epicaledoniana; *4* — plataforma epihercíniana; *5* — pandeos de costura mesozoicos; *6* — combaduras frontales de la zona alpina; *7* — faja alpina

Un sistema de combaduras lineales y de costura sumamente remarcable y extendido está establecido a lo largo del borde meridional de la plataforma Europea antigua (incluyendo sus salientes transformadas del mar del Norte y de Ust-Urt del Norte) en la extensión desde Inglaterra Meridional hasta el mar de Aral (fig. 96). La parte occidental de este sistema fue descrita por E. Faugth (RFA), la central, por P. D. Naidin y V. S. Petrenko y la oriental, por N. A. Krilov. Sus eslabones aislados se localizan en escalones con respecto a otros, algunos de ellos penetran en el cuerpo, bien de la plataforma antigua, bien de la joven; el tiempo de su desarrollo oscila entre el Pérmico tardío y el Cretácico; a pesar de todo es indudable una unidad determinada de todo el sistema. El eje de la mayor parte de estas combaduras coincide comúnmente con la costura tectónica separadora de los fundamentos precámbrico y paleozoico; una de las alas de la combadura ya está situada entre los límites de la periferia de la plataforma antigua. De esta manera, éstas son las estructuras de costura típicas que sólo localmente heredan a las combaduras frontales.

Algunas de ostas combaduras, por su constitución, intensidad y profundidad del hundimiento, corresponden a los aulacogenos y, por analogía con estos últimos, se someten a la inversión en la marcha de su desarrollo (de ejemplo puede servir el engendramiento del paranticlinorio Kuiavo-Pomorski en la parte axial del pandeo de Dinamarca-Polonia).

Pese al predominio general de las estructuras heredadas en las plataformas jóvenes, cierto papel desempeñan tambien los elementos superpuestos, en particular, las depresiones. Semejante sineclisa de recubrimiento es la Cuenca Anglo-Parisiense (fig. 97); su labio

occidental se extiende en dirección casi perpendicular a los pliegues hercinianos del macizo Armoricense y el de Cornwall a la vez que el ala oriental, a los pliegues de las Ardenas. Análogas cuencas superpuestas (de Turingia y Subherciniana) son un rasgo privativo de la plataforma epiherciniana Europea Occidental. Ellas desmiembran la zona plegada herciniana en aislados macizos residuales: el macizo

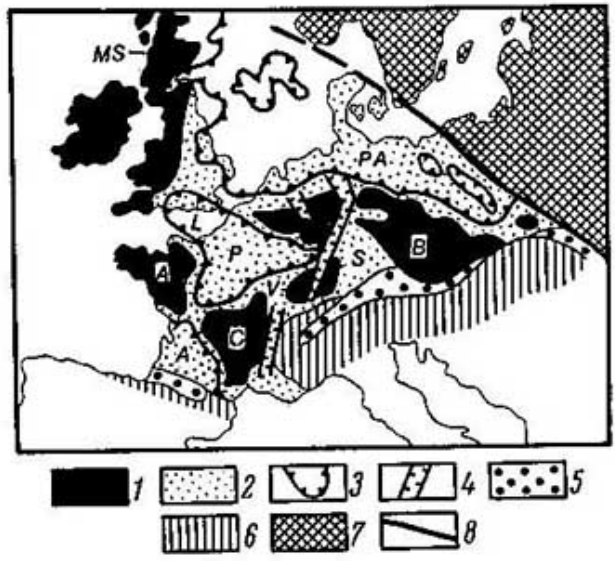


Fig. 97. Constitución de la joven plataforma Europea Occidental

1 — salientes de fundamento, o sea macizos: MS — meseta Escocesa, A — Armoricense; C — Francés Central, V — Vosgos, S — Schwarzwald, B — macizo Bohémico y su franjeamiento; *2* — terrenos de profusión de la cobertera de plataforma; *3* — sineclisas: PA — de Polonia-Alemania, L — de Londres; P — Parisiense, A — aquitaniense, *4* — grabens; *5* — combaduras frontales alpinas; *6* — franja de plegamiento alpina; *7* — la antigua plataforma Europea; *8* — costura marginal de la plataforma antigua

Armoricense, el macizo Central de Francia, el de Vosgos—Schwarzwald, el macizo de las Ardenas y del Rhin, de Hard, etc., «recortados» del fundamento sin discordancia con respecto a su estructura interior (por ejemplo, el de Hard con la orientación de sus contornos desde el NO hacia el SE y el rumbo de las dislocaciones del fundamento desde el So hacia el NE). Estos macizos son alzados por los movimientos novísimos y son transformados en montes rejuvenecidos a semejanza de los Urales.

A las estructuras de nueva formación de las plataformas jóvenes se refieren también los *grabens y las combaduras en forma de graben*. El asentamiento de muchos grabens data ya del estadio conclusivo del desarrollo geosinclinal, cuando éstos surgían en calidad de complicaciones de las elevaciones cupulares finales del ciclo. Así son los grabens de los Apalaches, llenados con una formación de aspecto de molasa del Triásico tardío, interestratificada por basaltos; los

grabens de Cheliabinsk y otros de la vertiente oriental de los Urales y de la comba de Turgai, llenada de masa carbonífera del triásico y del liásico, también con flujos de basaltos; grabens semejantes del triásico y jurásico de la cordillera Karatau y del cordón de Ferganá en Asia Central. Un rasgo característico de los muchos, si no todos, grabens-pandeos de este género, es el confinamiento a las zonas de fallas profundas; esto dio pie a B. A. Petrushevski para destacarlos bajo el nombre de pandeos cercanos a las fallas. En esencia, son asimismo una variedad de los aulacogenos (y de los rifts—véase los cap. VIII y X).

En los pandeos cercanos a las fallas durante los intervalos de tiempo de poca duración se acumulaban sedimentos de gran potencia (el jurásico de la cordillera de Ferganá es de 3—4 km, el pérmico y el triásico de Manguishlak es de hasta

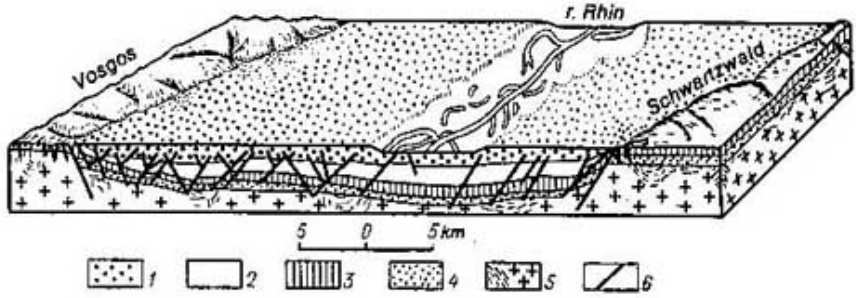


Fig. 98. Diagrama estereográfico del graben del Rhin, situado al norte de Carlsruhe (según P. H. Illies)

1 — depósitos neogeno-cuaternarios; *2* — paleógeno; *3* — el triásico medio y, en parte, superior, el jurásico inferior y medio; *4* — el triásico inferior y el pérmico; *5* — el fundamento herciniano; *6* — fallas

8—10 km). Estos sedimentos son sometidos a un plegamiento intensivo, comparable con el de los geosinclinales, y sufren un dinamometamorfismo notable. La evolución de varios grabens-pandeos de este tipo (la cordillera de Ferganá, la de Manguishlak) se concluye con una inversión, transformándose ellos en elevaciones, que a continuación se desarrollan hereditariamente.

A la par con estos grabens, que se asientan mucho antes y generalmente en concordancia con el rumbo de la estructura del fundamento, existen también los grabens transversales, que aparecen y se desarrollan en estadios más tardíos de evolución de las plataformas jóvenes en calidad de complicaciones de las partes cupulares de sus elevaciones más activas. Una estructura bien conocida de este tipo es el graben del Rhin (fig. 98); su origen se solía vincular con la elevación de la bóveda de los Vosgos-Schwarzwald en el Eocénico, pero de acuerdo con novísimos datos, fue iniciado con mayor anterioridad mientras que el propio graben y los demás grabens de esta misma zona están confinados a una zona muy antigua de fallas profundas.

Así son los tipos principales de las estructuras de las plataformas jóvenes. Al tratarse de estructuras más diminutas, por lo común no difieren de los caballones y alzamientos locales desarrollados en las plataformas antiguas. Por eso no estamos de acuerdo con la opinión de A.L. Yanshin, R. G. Garetski y A. E. Shlezinguer acerca

de la necesidad de aplicar a ellas otros términos (meganticlinales, sistemas de meganticlinales). Son una excepción las zonas de pandeos cercanos a las fallas, donde se observan pliegues lineales de un tipo próximo al geosinclinal. Además, la cobertera de plataforma resulta aquí incorporada en el plegamiento de tipo intermedio cerca de las fronteras de los geosinclinales activos en medida mayor que en las plataformas antiguas. Semejante cobertera plegada de plataforma es desarrollada en las estribaciones sudoestes de la cordillera de Guissar, en los montes Jurásicos y en el sudeste de la península Ibérica.

Las interrelaciones entre la cobertera sedimentaria y el fundamento en las plataformas jóvenes resultan más complicadas que en las antiguas. Unicamente allí donde la cobertera yace sobre rocas antiguas de macizos medianos y sobre los núcleos de los anticlinorios, la frontera entre ésta y el fundamento es tan brusca como en las plataformas antiguas. En las combas del terreno montañoso entre el fundamento, el intenso plegamiento y metamorfismo, y la cobertera, poco dislocada, se acuña el llenado de molasa de estas combas, de débil plegamiento y metamorfismo (por ejemplo, el paleozoico superior de Siberia Occidental y el pérmico-triásico de la placa de Turán). Finalmente, en los tramos aislados bajo la cobertera típica de plataforma se descubren pandeos cercanos a las fallas sepultadas, que asimismo comprenden las rocas dislocadas y alteradas por metamorfismo en mayor o menor grado. Así son, por ejemplo, las combas del rético y liásico de Turgai y del extremo meridional sepultado de los Urales, así como también las combaduras del jurásico y del cretácico inferior de la cuenca de Sunliao en Manchuria y de la cuenca del Burea en el Extremo Oriente. Debido a la aparición de estas formaciones intermediarias la estructura de las plataformas jóvenes en terrenos considerables adquiere la constitución de tres, a veces de cuatro, pisos a diferencia de la normal, de dos pisos (cobertera y fundamento), propia de las plataformas antiguas. Por otra parte, para el basamento de la cobertera sedimentaria de estas últimas son típicos los grabens, llenados por el precámbrico tardío (A. S. Nóvikova y otros).

En muchas plataformas antiguas, al igual que en las jóvenes, es embarazoso separar las formaciones conclusivas del complejo orogénico del fundamento de los miembros iniciales de la sección de la cobertera. En el aspecto estructural esta molasa superior ya es el pie de la cobertera sedimentaria. Su pertenencia a la cobertera sedimentaria y no al fundamento es patente sobre todo allí donde la molasa tardía sale de los límites de la combadura frontal a la región de una plataforma más antigua y se intercala en la cobertera sedimentaria de esta última; ésta es la *molasa* cataplatafórmica, según N. P. Jeraskov, o, mejor, *teleorogénica*, o sea, molasa orogénica—alejada. Esta molasa era específica particularmente para la etapa herciniana, por ejemplo, la solera roja (P_1) del norte de Europa Central (Polonia, la RDA, la RFA) o el pérmico-triásico de la

placa de Turán. La referencia de esta molasa a la cobertera y no al fundamento se confirma por los resultados de la prospección sísmica. La inserción de la molasa tardía en la composición de la cobertera hace distinguir las nociones del fundamento y de la cobertera en el sentido histórico y en el estructural; en particular, la noción «cobertera sedimentaria» resulta ser más amplia que la de «cobertera de plataforma» en tanto que la noción «fundamento», es más restringida.

Con motivo de estas dificultades los geólogos petroleros (V. G. Vasíliev, N. A. Krilov y otros) destacan bajo el nombre de *complejo transitorio* todas las formaciones de las placas de las plataformas jóvenes que descansan entre un fundamento típico, o sea, de metamorfismo y plegamiento intensivo, y la cobertera típica, o sea, subhorizontal y de difusión continua. I. K. Tuézov con cierta razón también aplica este nombre a las formaciones del estadio aulacogénico de evolución de las plataformas antiguas.

La separación del complejo transitorio tiene cierto sentido, sobre todo en condiciones de poco conocimiento, pero en el proceso de las investigaciones posteriores este concepto indeterminado necesita del desciframiento. El análisis de las obras en que se destaca el complejo transitorio, muestra que esta noción habitualmente comprende la parte superior del llenado de molasa de las combaduras frontales y entre montes y de las depresiones interiores todavía no afectada por el plegamiento magistral (que corrientemente precede aquí a la molasa superior), así como también el llenado de los aulacogenos antiguos no sometidos al plegamiento y metamorfismo. Con singular amplitud se comprende el volumen del complejo transitorio de las plataformas caledonianas. Aquí, por ejemplo, en Inglaterra y en Kazajstán Central la composición del complejo transitorio reúne a los depósitos del devónico, carbonífero y pérmico (otros investigadores a este compejo lo denominan orogénico (A. A. Bogdánov) o metageosinclinal (R. G. Garetski) [1]). En realidad consta de tres pisos estructurales (complejos) diferentes en principio: el caledoniano de orogénesis tardía (las molasas del devónico inferior y medio), el herciniano remoto (el devónico superior y el carbonífero inferior, la formación carbonatada) de plataforma (casi plataformica) y el herciniano tardío (las molasas del carbonífero medio y superior y del pérmico) orogénico de epiplataforma (véase el cap. VIII).

Algunos investigadores (V. G. Vasíliev, M. P. Mirchink, N. A. Krilov, G. I. Amurski, A. I. Lelavin, Ya. P. Malovitski) llegaron a la conclusión de que se debe considerar como comienzo del desarrollo de las plataformas jóvenes sólo el inicio del acopio de la cobertera sedimentaria normal, es decir, para la joven plataforma Europeo-Asiática Central (las placas Escítica, de Turán y Siberiana Occidental) a partir del Jurásico; con ciertas oscilaciones esta deducción es difundida por ellos también a las plataformas antiguas. Es justo que el régimen de plataforma completamente «normal» se establece sólo al expirar el estadio aulacogénico de evolución de las plataformas. No obstante, como las plataformas en el espacio comprenden no sólo a las placas, sino también a los escudos [2]), el comienzo de su existencia en el tiempo no se puede contar sólo partiendo de la sedimentación de la cobertera de las placas, tanto más que la acumulación de la cobertera, sobre todo en las plataformas de Gondwana, se interrumpía con frecuencia por un tiempo muy largo (por ejemplo, desde el cámbrico hasta el pérmico en la plataforma de Indostán) o se iniciaba con gran tardanza. Los mismos

[1]) El término «metageosinclinal» en su tiempo (1954) fue propuesto por mí, pero más tarde lo encontré inoportuno; lo mismo debo decir acerca del término de N. P. Jeráskov «metaorogénico». V.J.

[2]) V. G. Vasíliev, siendo consecuente en esta cuestión, excluye los escudos de la constitución de las plataformas.

investigadores estiman que el aislamiento entre las plataformas jóvenes de las formaciones de diversa edad: epihercinianas, epicaledonianas, etc., carece del sentido, por cuanto su fundamento siempre aparece heterogéneo mientras que el acopio de la cobertera comienza más o menos coetáneamente, o sea, después del cerrado el geosinclinal más joven, cuyos sedimentos todavía entran en la composición del fundamento. Estas declaraciones en mucho son justas, y el autor llegó a conclusiones análogas, en particular, en lo que se refiere a la placa Escítica de Turán, en cuyo fundamento se presencian elementos desde los baikálicos hasta los kimmeridgenses antiguos inclusive. Por lo tanto es obvio que en la primera aproximación es suficiente dividir las plataformas en antiguas y jóvenes, tanto más que el fundamento de las plataformas antiguas también es heterogéneo, incluyendo los bloques de consolidación epiarcaica y epicarelia y los sistemas plegados interiores del cratón del proterozoico tardío. Pero cada vez sería deseable trazar, en el interior de las plataformas, estos dos grupos principales de fronteras entre las zonas plegadas de diversa edad de su fundamento.

La marcha de los sucesos sobre las plataformas jóvenes durante el ciclo y la consecuencia de las formaciones poco difieren de las observadas en las plataformas antiguas. Empero la influencia ejercia por los geosinclinales vecinos sobre la distribución de las regiones de hundimiento se manifiesta en menor grado y sólo dentro de los límites de aquellas plataformas jóvenes que forman parte de la franja geosinclinal que todavía no finalizó del todo su desarrollo. Lo último se refiere, en particular, a la plataforma Escítica de Turán, que es la periferia exterior, consolidada al cabo del paleozoico, de la franja Mediterránea. Esta plataforma en el mesozoico y cenozoico se desarrollaba en conexión estrecha con la evolución de los sistemas geosinclinales de Crimea Montañosa, del Cáucaso Mayor y Kopet-Dag, así que el ritmo de sus movimientos y la sucesión de las formaciones eran comunes con los de estos últimos. En el sur de la plataforma Escítica de Turán se destaca una banda bastante ancha de las sumergencias marginales, extendida desde Bulgaria del Norte hasta Turkmenia Oriental, análoga a los pandeos periféricos del cratón, propios de las plataformas antiguas. Una formación parecida es la depresión Alemana Meridional, situada entre el Schwarzwald y el macizo de Bohemia y colindante con el geosinclinal Alpino.

Para las plataformas jóvenes alejadas de las zonas geosinclinales activas y originadas en el interior de las zonas de desarrollo acabado del tipo de la plataforma Uralense-Sibèriana, el factor determinante del desarrollo fueron los movimientos del fundamento heredados en alto grado de su prehistoria geosinclinal. Ahora bien, la marcha general de las transgresiones y regresiones y la sucesión de las formaciones en la plataforma Uralense-Siberiana muestra cierta semejanza con la de la plataforma Escítica de Turán; esto se explica por el influjo del ritmo común de los movimientos de todo el planeta.

Las formaciones sedimentarias de las plataformas jóvenes (fig. 99) de una manera general son bastante próximas a las de plataformas antigùas; sólo se debe indicar, siguiendo a R. G. Garetski y N. A. Krilov, un desarrollo mayor de las formaciones terrígenas en comparación con las carbonosas y el gran papel cumplido en la composición de estas formaciones por el material autóctono, o sea, proce-

dente de las elevaciones interiores, preponderantemente polimicto.

Por el carácter del magmatismo, con preponderancia de trapps, las plataformas jóvenes son próximas de un modo general a las plataformas antiguas. Las efusiones basálticas aquí tienen lugar por lo común al principio del ciclo, o sea, al pasar del estadio orogénico al de plataforma (por ejemplo, el volcanismo triásico de los Urales y de

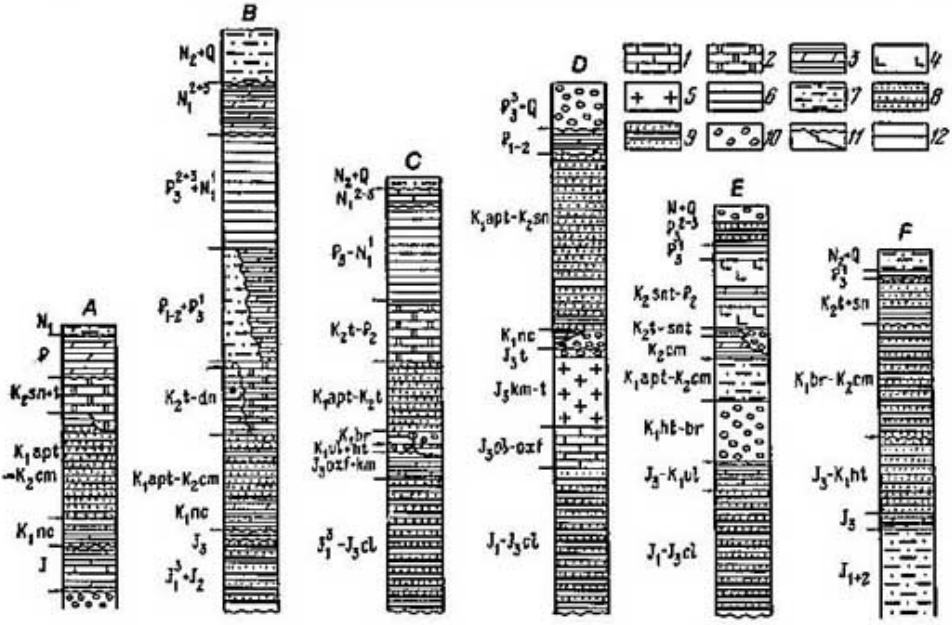


Fig. 99. Series formacionales de ciertas placas epipaleozoicas (según N. A. Krilov, simplificado)

A — Cuenca Parisiense; B — Antepaís del Cáucaso; C — la parte occidental de la placa de Turán; D — la parte sudeste de la placa de Turán; E — las regiones meridionales y occidentales de Siberia Occidental; F — regiones del noreste de Siberia Occidental
Formaciones y subformaciones: *1* — calcárea, *2* — margoso-cretácea; *3* — carbonatada terrígena; *4* — silícica terrígena; *5* — evaporítica; *6* — arcillosa; *7* — arenosa y arcillosa; *8* — arcillosa y arenosa de glauconita; *9* — arenosa y arcillosa carbonífera; *10* — colorada y abigarrada; *11* — fronteras del derrubio y la sustitución; *12* — fronteras encajantes de las formaciones

Siberia Occidental, así como de los Apalaches) y luego al cabo del ciclo (los basaltos neogeno-cuaternarios de Tuva, Mongolia, de la meseta Francesa Central, la RFA y Checoeslovaquia). En el último caso las lavas tienen un carácter alcalino bien expresado, incluso aparecen las fonolitas.

Entre las plataformas jóvenes se pueden distinguir formaciones más estables y más activas, al igual que entre las plataformas antiguas. Las plataformas Uralense-Siberiana y Escítica de Turán pertenecen al primer tipo mientras que las plataformas Europea Occidental y de Mongolia-Dunbei, al segundo. Las plataformas jóvenes activas difieren de las estables en una amplitud mayor de los movi-

mientos, siendo notable el papel de los alzamientos que hacen aflorar el fundamento, con gran profusión de nuevas formaciones, estructuras superpuestas, o sea, sineclisas y grabens, con mayor actividad magmática y sísmica, con elevada intensidad del plegamiento, etc.

La cobertera sedimentaria de las plataformas jóvenes contiene grandes yacimientos de minerales explotables. Entre ellos están el petróleo y el gas, que forman criaderos únicos por su tamaño en el norte de la placa Siberiana Occidental y en Alaska Septentrional, los enormes yacimientos en el antepaís del Cáucaso, Transcaspio, Asia Central, en el litoral del Golfo de México (Gulfcost) y más pequeños en muchos otros distritos del mundo. Hay yacimientos considerables en Inglaterra Septentrional y Central.

Las formaciones coloradas de aspecto de molasa contienen cobre concentrado en las areniscas (Dzhezkazgán, el antepaís polaco de los Sudetes y las formaciones carbonatadas, las menas de plomo y cinc (Polonia, Africa del Noroeste, etc.). A las formaciones terrígenas marinas son supeditados los depósitos de minerales oolíticos de hierro (el sur de Siberia Occidental, Lorena). Las formaciones evaporíticas en particular la del Pérmico superior de Europa Septentrional, contienen enormes yacimientos de sales gema y potásicas.

Al tratar de las plataformas jóvenes, en conclusión cabe reclarar que las regiones de plegamiento baikálico, caledoniano, herciniano y kimmeridgense no en toda su área, ni mucho menos, se convertían en plataformas jóvenes después de acabar el proceso de plegamiento magistral y de orogénesis. Como regla general, el régimen de plataforma se establece antes y de modo más seguro en los terrenos donde en la composición de los geosinclinales paleozoicos (y del Mesozoico antiguo) existían grandes macizos de consolidación precámbrica (V. E. Jain) y (o) donde la orogénesis baikálica, caledoniana, herciniana y kimmeridgense se manifestó en forma debilitada (R. G. Garetski). Las sineclisas y placas surgían en los tramos de potente desarrollo del «complejo transitorio» a la vez que su estructura interior heredó en alto grado a la estructura de este complejo (N. A. Krilov).

Por el contrario, las zonas de la manifestación más intensa de la orogénesis baikálico-kimmeridgense y de la ausencia de grandes bloques consolidados, o bien no perdieron su tendencia al intenso alzamiento (orógenos póstumos, según V. V. Beloúsov), o bien quedaron sometidas más de una vez a las orogénesis ya de epiplataforma (véase el cap. VIII), o sea, son los orógenos recurrentes. La región Baikalo-Stanovaia se refiere, por supuesto, a los orógenos póstumos al tiempo que la del Altai-Sayanes, a los recurrentes.

Bibliografía

Plataformas antiguas y plataformas en general

Белоусов В. В. Основные черты тектоники Центрального и Восточного Китая. Изв. АН СССР, сер. геол., № 8, 1956. (*Beloúsov V. V.* Caracteres principales de la tectónica de la China Central y Oriental.)

Годин Ю. Н. Комплексные региональные геофизические исследования юго-востока Русской платформы. «Геол. нефти и газа», № 5, 1958. (*Godin Yu. N.* Investigaciones geofísicas regionales complejas de la plataforma Rusa.)

Корешков И. В. Области сводовых поднятий и особенности их развития. Госгеолтехиздат, 1961. (*Koreshkov I. V.* Regiones de elevaciones cupulares y singularidades de su evolución.)

Косыгин Ю. А. Тектоника. М., изд-во «Недра», 1969. Глава VII. (*Kosiguin Yu. A.* Tectónica.)

Мирчинк М. Ф. и *Бакиров А. А.* О геотектоническом развитии Русской платформы в связи с изучением её нефтеносности. «Нефт. хоз-во», № 1, 1951. (*Mirchink M. F.* y *Bakirov A. A.* Acerca del desarrollo geotectónico de la plataforma Rusa con motivo del estudio de su capacidad petrolífera.)

Наливкин В. Д. О морфологической классификации платформенных структур. «Геол. нефти и газа», № 8, 1962. (*Nalivkin V. D.* Sobre la clasificación morfológica de las estructuras de plataforma.)

Новикова А. С. Некоторые особенности тектонического развития Русской платформы на ранних этапах формирования её чехла. Докл. АН СССР, т. 131, № 2, 1960. (*Nóvikova A. S.* Algunas singularidades del desarrollo tectónico de la plataforma Rusa en las etapas iniciales de formación de su cobertera.)

Оффман П. Е. Тектоника и вулканические трубки центральной части Сибирской платформы. Тектоника СССР, т. IV. Изд-во АН СССР, 1959. (*Hoffman P. E.* Tectónica y chimeneas volcánicas de la parte central de la plataforma Siberiana.)

Павловский Е. В. Зоны перикратонных опусканий — платформенные структуры первого порядка. Изв. АН СССР, сер. геол., № 12, 1960. (*Pavlovski E. V.* Las zonas periféricas de descenso del cratón como estructuras de plataforma del primer orden.)

Ронов А. Б. История осадконакопления и колебательных движений Европейской части СССР. Изд-во АН СССР, 1949. (*Rónov A. B.* Historia de la acumulación sedimentaria y de los movimientos oscilatorios de la parte Europea de la URSS.)

Старицкий Ю. Г. Некоторые особенности магматизма и металлогении платформенных областей. В кн.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. I. Изд-во АН СССР, 1958. (*Staritski Yu. G.* Algunas singularidades del magmatismo y metalogenia de las regiones de la plataforma.)

Фотиади Э. Э. Геологическое строение Русской платформы по данным региональных геофизических исследований и опорного бурения. Госгеолтехиздат, 1958. (*Fotiadi E. E.* Constitución geológica de la plataforma Rusa en base a los resultados de las investigaciones geofísicas regionales y del sondeo de apoyo.)

Хуан Цзы-цин. Основные черты тектонического строения Китая. «Сов. геология», № 9, 1961. (*Juan Tsi-Tsin.* Carácteres principales de la constitución tectónica de China.)

Шатский Н. С. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части Западного склона Южного Урала. Изд-во МОИП, 1945. (*Shatski N. S.* Ensayos sobre la tectónica de la región petrolífera del Volga-Ural y de la parte vecina de la vertiente occidental de los Urales Meridionales.)

Шатский Н. С. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1956. (*Shatski N. S.* Rasgos principales de la constitución y del desarrollo de la plataforma Europea Oriental.)

Шатский Н. С. О структурных связях платформ со складчатыми геосинклинальными областями. Изв. АН СССР, сер. геол. № 5, 1947. (*Shatski N. S.* Sobre los enlaces estructurales entre las plataformas y las regiones plegadas geosinclinales.)

Шатский Н. С. О происхождении Пачелмского прогиба. Бюлл. МОИП, отд. геол., вып. 5, 1955. (*Shatski N. S.* Sobre la procedencia de la combadura de Pachelm.)

Шейнманн Ю. М. Некоторые закономерности распределения вулканических явлений на платформах. В кн.: «Материалы по региональной гео-

логии». Тр. ВАГТ, вып. 2. Госгеолтехиздат, 1956. (*Sheinmann Yu. M.* Algunas regularidades de distribución de los fenómenos volcánicos sobre las plataformas.)

Plataformas jóvenes

Гарецкий Р. Г. Тектоника молодых платформ Евразии. М., изд-во «Наука», 1971. (*Garetski R. G.* Tectónica de las plataformas jóvenes de Europa y Asia.)

Годин Ю. Н. Комплексные геофизические исследования глубинного строения земной коры на примере Закаспия. Докл. XX Международн. геол. конгр., т. 1. Гостоптехиздат, 1958. (*Godin Yu. N.* Investigaciones geofísicas complejas de la constitución profunda de la corteza terrestre en el ejemplo del Transcaspio.)

Годин Ю. Н., Вольвовский Б. С., Вольвовский И. С., Фоменко К. Е. Изучение структуры земной коры при региональных сейсмических исследованиях на Русской платформе и в Средней Азии. Изв. АН СССР, сер. геол., № 10, 1961. (*Godin Yu. N., Volvovski B. S., Volvovski I. S., Fomenko K. E.* Estudio de la estructura de la corteza terrestre mediante investigaciones sísmicas regionales efectuadas en la plataforma Rusa y en el Asia Central.)

Крылов Н. А. Общие особенности тектоники и нефтегазоносности молодых платформ. М., Изд-во «Наука», 1971. (*Krilov N. A.* Singularidades generales de la tectónica y de la capacidad petrolífera de las plataformas jóvenes.)

Гарецкий Р. Г., Шлезингер А. Е., Яншин А. Л. Типы структур молодых платформ Евразии. «Геотектоника», № 1, 1965. (*Garetski R. G., Shlezinguer A. E., Yanshin A. L.* Tipos de las estructuras de las plataformas jóvenes de Europa y Asia.)

Мирчинк М. Ф., Амурский Г. И. и др. О возрасте платформ и содержании понятия «молодые платформы». Докл. АН СССР, т. 191, № 6, 1970. (*Mirchink M. F., Amurski G. I. y otros.* Respecto a la edad de las plataformas y al contenido de la noción «plataformas jóvenes».)

Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности. М., изд-во «Наука», 1965. (Plataformas jóvenes, su tectónica y perspectivas de su capacidad gaso y petrolífera.)

Наливкин В. Д. Тектоника мезозойских и кайнозойских отложений запада Западно-Сибирской низменности. Тр. ВНИГРИ, вып. 140, 1959. (*Nalivkin V. D.* Tectónica de las sedimentaciones mesozoicas y cenozoicas de la parte oeste de la depresión llana de Siberia Occidental.)

Петрушевский Б. А. Урано-Сибирская эпигерцинская платформа и Тянь-Шань. Изд-во АН СССР, 1955. (*Petrushevski B. A.* La plataforma epihercíniana Uralense-Siberiana y el Tian-Shan.)

Соболевская В. Н. Основные черты структуры Западно-Сибирской плиты. Изв. АН СССР, сер. геол., № 8, 1961. (*Sobolévskaia V. N.* Caracteres principales de la estructura de la placa Siberiana Occidental.)

Шатский Н. С. Мезо-кайнозойская тектоника центрального Казахстана и Западно-Сибирской низменности. В кн.: «Памяти акад. А. Д. Архангельского». Изд-во АН СССР, 1951. (*Shatski N. S.* Tectónica meso-cenozoica de Kazajstán Central y de la depresión Siberiana Occidental.)

Шейнманн Ю. М. Заметки к классификации структур материков. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1955. (*Sheinmann Yu. M.* Notas a la clasificación de las estructuras de los continentes.)

Яншин А. Л. Методы изучения погребённой складчатой структуры на примере выяснения соотношений Урала, Тянь-шаня и Мангышлака. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1948. (*Yanshin A. L.* Métodos de estudio de la estructura plegada sepultada, en el ejemplo de determinación de las interrelaciones que existen entre los Urales, Tian-Shan y Manguishlak.)

Яншин А. Л. (ред.) Тектоника Евразии. М., изд-во «Наука», 1966. (*Yanshin A. L.* Tectónica de Eurasia.)

Capítulo VIII

Fajas orogénicas epiplatafórmicas y rifts continentales

Ya a principios de nuestro siglo predominaba la idea de que las plataformas continentales fuesen el miembro final de la sucesión evolutiva de principales elementos estructurales de la corteza terrestre y de que la brusca disminución de la actividad, al pasar de geosinclinales y orogenos epigeosinclinales a plataformas, fuese un proceso irreversible. Mas en los años veinte aparecieron datos que testimoniaron la posibilidad de la transformación inversa de las plataformas en fajas orogénicas. Por primera vez semejantes pensamientos fueron enunciados por los investigadores del Asia Central V. A. Obruchev y E. Argand[1]). En efecto, varias cordilleras altísimas del Asia Central (Tian-Shan, Altai, Kuen-Lun y otras) se han formado en el tiempo novísimo, neogeno-cuaternario en lugar de los territorios que perdieron hace mucho su carácter geosinclinal y durante largo tiempo eran llanuras en el aspecto geomorfológico y plataformas en el aspecto tectónico. V. A. Obruchev denominó a las cordilleras del tipo dado *montañas resucitadas* y E. Argand, *de pliegues profundos*. La opinión de que éstas son un género especial de grandiosos elementos estructurales de la corteza terrestre del mismo valor que los geosinclinales y las plataformas, pero diferente de estos últimos, fue enunciada por primera vez con suficiente claridad por G. F. Mirchink (1940), quien les dio el nombre de estructuras en bloques[2]).

En 1948 E. V. Pavlovski, al examinar la historia novísima de la meseta Baikálica, la caracterizó como región de manifestación de un proceso tectónico esencialmente nuevo, *arcogénesis*, señalando simultáneamente por primera vez la semejanza de la historia novísi-

---

[1]) Las ideas de la existencia de elevaciones orogénicas fuera de los geosinclinales aparecieron antes, ya en las obras de J. Dana y W. M. Davis.

[2]) Un tanto antes, en 1938 en la monografía referente al Tian-Shan, V. I. Popov caracterizó al Tian-Shan cenozoico como «elevación adepresional» surgida en sitio de las peniplanicies epicontinentales.

ma y la estructura de la meseta Baikálica y del Africa Oriental y, en particular, la naturaleza de rift de la cuenca del lago Baikal. Sin embargo, aun durante largo tiempo muchos de los investigadores catalogaban semejantes regiones ya como la clase de los geosinclinales renacidos (A. D. Arjánguelski, B. A. Petrushevski y otros), ya como un grupo de plataformas transformadas, activizadas (V. V. Beloúsov y otros). La propuesta de destacar entre las fajas orogénicas dos tipos independientes: epigeosinclinales y epiplatafórmicas, y colocar las formaciones en cuestión entre estas últimas, la hicieron por primera vez S. S. Shults, A. L. Yanshin y V. E. Jain a principios de los años sesenta. El término «fajas orogénicas epiplatafórmicas» ha sido reconocido casi unánimemente en la URSS en los últimos años, aunque fueron propuestos muchos otros términos (el de «divaestructura» por V. L. Masaitis y Yu. G. Staritski en pos del geólogo chino Chen-Go-da; «regiones de quimatogénesis» por Lester King; «regiones de activación» por A. D. Scheglov; «regiones de revivificación (parcial)» por M. S. Naguíbina, «estructuras epigonales» por Yu. V. Komarov, P. M. Jrénov, «regiones de epikinesis» por V. A. Raznitsin y otros).

Podemos ofrecer la siguiente definición *de las fajas orogénicas epiplatafórmicas* (FOEP)[1]). Estas son *las fajas activas que existen dentro de los límites de los continentes, que se caracterizan por la preponderancia absoluta de intensas elevaciones y, en conformidad, por un relieve alpino, poseen una estructura abovedada en bloques, gran extensión (miles de kilómetros) y anchura considerable (centenas, a veces más que mil kilómetros), y que se originaron en el lugar de territorios que se desarrollaban durante largo tiempo (centenas de millones de años) en condiciones del régimen de plataforma.* Las FOEP contemporáneas se formaron en la etapa novísima de desarrollo de la corteza terrestre, a partir de los fines del eoceno-oligoceno o más tarde. La formación de las FOEP es la extrema forma de manifestación del proceso que V. V. Beloúsov denominó *activación tectónica* (se tiene en cuenta la activación de las elevaciones; la activación de los hundimientos conduce a la regeneración de los geosinclinales y de ordinario se denomina, siguiendo a H. Stille, simplemente regeneración).

El autor ha subdividido las FOEP, según la disposición de las mismas, en tres tipos: 1) perigeosinclinales; 2) perioceánicas; 3) interiores del cratón (fig. 100). Las FOEP *perigeosinclinales* son las partes marginales de plataformas que se incorporaron, en el período orogénico de desarrollo de los geosinclinales, en su alzamiento general y formaron parte, algunas de ellas, de los países montañosos surgidos entonces. Semejantes FOEP van acompañando, aunque con interrupciones, a las dos fajas plicativas jóvenes eminentes de la Tierra: la del Pacífico y la Mediterránea. Están patentizadas de modo singularmente típico en la periferia de la parte este de la faja del Pacífico, del sistema de las Cordilleras. Aquí a éstas se refieren,

[1]) Abreviando: orogenos epiplatafórmicos.

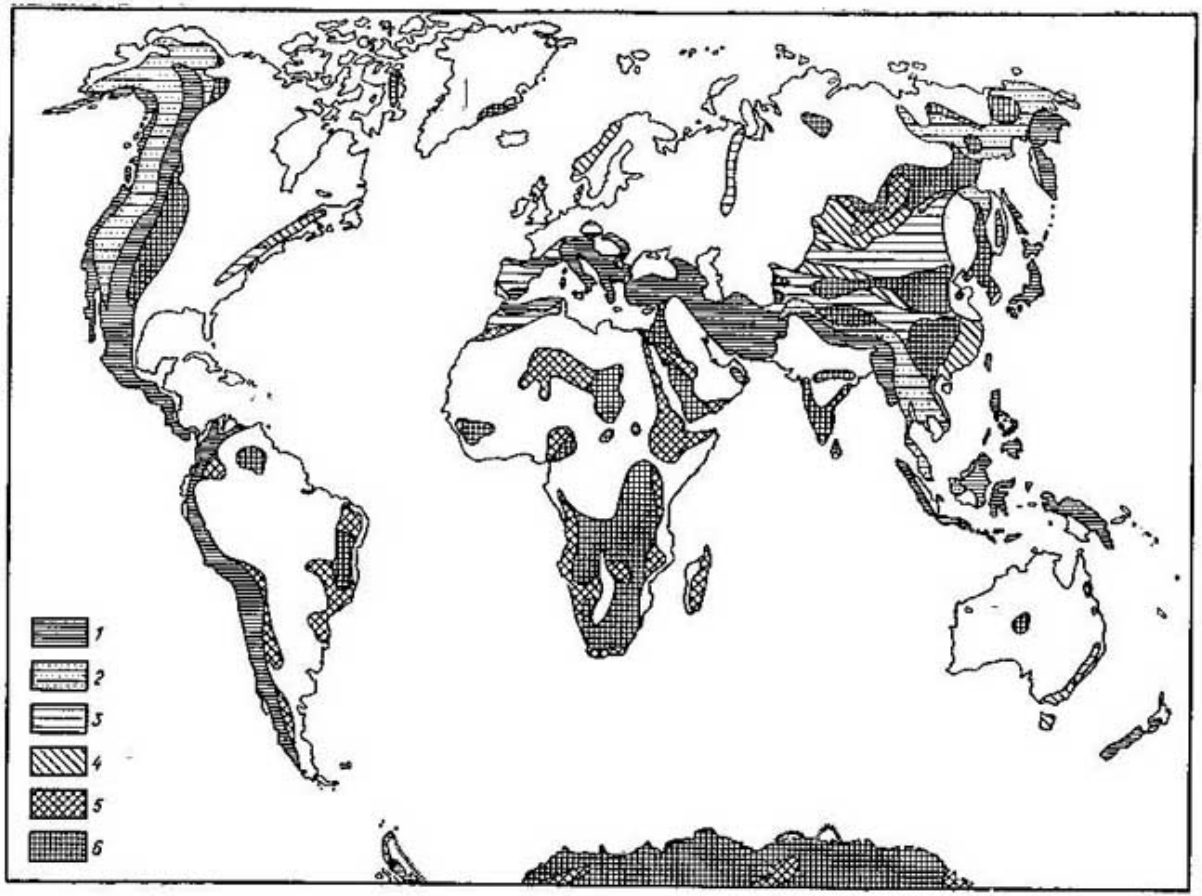


Fig. 100. Fajas orogénicas epigeosinclinales y etilplataformicas contemporáneas

1 — fajas orogénicas epigeosinclinales (alpinas); fajas orogénicas epiplataformicas: *2* — sobre el basamento plegado mesozoico, *3* — sobre el hercíniano, *4* — sobre el caledoniano, *5* — sobre el baikálico (o sobre el que sufrió el rejuvenecimiento baikálico), *6* — sobre el prebaikálico

en dirección de norte a sur, los montes de Franklín y Mackenzie en el Canadá, las montañas Rocosas del Este y la meseta del Colorado en los EE.UU., la Sierra de Mérida en Venezuela, la Cordillera Oriental de los Andes Centrales dentro de los límites del Perú Meridional, de Bolivia y de la Argentina del Norte, y Sierra Pampa en Argentina. En lo fundamental son las regiones de consolidación precámbrica antigua (las montañas de Franklín y Mackenzie, las montañas Rocosas Orientales de los EE.UU.), precámbrica tardía (Sierra Pampa) o herciniana (Sierra de Mérida, la Cordillera Oriental de los Andes Centrales) que sufrieron la activación orogénica bien a fines del mesozoico y otra vez en el cenozoico (las Cordilleras de la América del Norte), bien sólo a fines del cenozoico (las Cordilleras de Sudamérica). Hace poco tiempo (1969) Yu. M. Puscharovski denominó a estas estructuras, periféricas con respecto a las fajas orogénicas epigeosinclinales, *tectónicas de resonancia*, deseando subrayar su formación, ocurrida dentro de los límites de la plataforma y debida al influjo de los procesos tectónicos activos del geosinclinal vecino.

Al tipo en cuestión de las FOEP también pertenecen varias estructuras montañosas o tramos de la periferia septentrional y meridional de la faja Mediterránea: la Crimea Montañosa, la zona Labino-Malkínskaia y la de la cordillera Frontal de la parte central del pendiente septentrional del Cáucaso Mayor, Bolshói Balján, Bendi-Turkestán, Paropamiz, Hindu-Kush, Pamir, Karakorum y, finalmente, los Himalayos bajos; y en el flanco suroeste extremo, el Anti-Atlas, el Alto Atlas y el Atlas de Sahara. El basamento plegado de dichas estructuras es del kimmeridgense tardío para la Crimea Montañosa, Balján Grande, el Pamir Central y Sureste, el Karakorum, el Alto Atlas y el Atlas de Sahara; es del kimmeridgense antiguo para Bendi-Turkestán; es herciniano para la cordillera Frontal del Cáucaso Central, el Paropamiz, Hindu-Kush, el Pamir del Norte y el Atlas; es del precámbrico tardío para los Himalayos y el Anti-Atlas.

En la periferia occidental de la faja del Pacífico a las estructuras montañosas de dicho tipo se pueden referir el país montañoso de Verjoiansk-Chukotka (con ciertas reservas, véase más abajo), las cordilleras del Dunbei Oriental y de la RDPC del Norte, la región de Katasia en el sudeste de la RPCh, las montañas de Flinder y Loft en la Australia del Sur y los Alpes Australianos al este del país, es decir, de nuevo kimmeridgenses, hercinianas, caledónicas, baikálidas, e incluso las zonas activadas de consolidación precámbrica antigua (el norte de la RDPC).

Los orogenos epiplatafórmicos del tipo perigeosinclinal, como regla general, están dispuestos entre los orogenos epigeosinclinales y las plataformas continentales, mayormente antiguas, no afectadas por activación. De esta forma, en la sección transversal se obtiene *una sucesión regular: plataforma oceánica → faja geosinclinal contemporánea → orogeno epigeosinclinal → orogeno epiplatafórmico →*

plataforma continental. Esta sucesión está representada con mayor plenitud a lo largo de la periferia oriental del continente asiático entre el Pacífico y la plataforma Siberiana. En algunas regiones elementos aislados de la sucesión resultan ausentes o reducidos.

En el proceso de desarrollo de las fajas geosinclinales, coetáneamente con la orogénesis epigeosinclinal en la banda de hundimientos máximos de la etapa dada, las zonas que terminaron su desarrollo geosinclinal sufrieron la orogénesis primaria (*protooorogénesis*, según K. V. Bogolépov) en la etapa antecedente (o en una de las antecedentes) y están situadas más cerca de la plataforma antigua, son aleanzadas por una orogénesis secundaria, repetida (*deuteroorogénesis*, según K. V. Bogolépov) del tipo que ya examinamos. Tal disposición de los orogenos epiplatafórmicos, como si en la parte trasera de los orogenos epigeosinclinales, dio pie a S. A. Zajárov para denominarlos *regiones tergales* (antes, este término en un significado parecido lo utilizó H. Stille).

También son de amplia difusión las estructuras montañosas epiplatafórmicas *del tipo perioceánico*. Son de expresión más patente en el Africa Oriental y en la Arabia Occidental, formando allí la FOEP Arábico-Africana, que ocupa una posición periférica con respecto al Indico. Las cadenas montañosas de los Gates Orientales y Occidentales, de menor tamaño, franjean por ambos lados al subcontinente de Indostán. A lo largo del litoral atlántico de la América del Sur se extienden los cordones montañosos de la meseta Brasileña (Serra du Mar) y la de Guayana; en la América del Norte, los Apalaches, los de la península de Labrador y de la Groenlandia Oriental; en Europa, los de Escandinavia y Escocia; en Africa, los de Guinea y Namibia. En el extremo sur de Africa las fajas orogénicas Periatlántica y Periíndica se acercan entre sí a tal grado que toda la extremidad meridional del continente resulta ocupada por elevaciones novísimas. Todos estos sistemas de elevaciones se hallan en correlación con las depresiones profundas perioceánicas, que se extienden en dirección paralela a éstos dentro de los límites de la periferia subácuea de los continentes y, parcialmente, del litoral bajo, están llenas de potentes capas sedimentarias (hasta 8—10 km y más), descubiertas ahora casi por doquier en la periferia de los océanos Atlántico e Indico.

El tercer tipo de fajas orogénicas epiplatafórmicas son las FOEP *intracontinentales*, más exactamente, *interiores del cratón*. A dicho tipo se refieren las estructuras montañosas que surgieron en el lugar o dentro de los límites de las plataformas continentales, están alejadas considerablemente tanto de los geosinclinales como de los océanos y, por lo común, son separadas de estos últimos por terreno activados.

La faja orogénica más grande y notable del tipo en cuestión es la clásica faja Asiática Central, que se extiende desde el Tian-Shan en el oeste hasta el Stanovik y el Jingán Mayor en el este y desde la Prebaikalia en el norte hasta el Tibet en el sur. Pero en el oeste

esta faja se empalma a través del Pamir con el franjeamiento perigeosinclinal de la faja Mediterránea, al tiempo que en el este, a través del Dzhugdzhur y el Jingán Menor con el franjeamiento perigeosinclinal de la faja del Pacífico. En posición aislada se encuentran otros representantes de este tipo de las FOEP: los Urales, la cordillera Birranga en Taimir, la meseta de Putorán en el norte de la plataforma Siberiana, las mesetas de Ahaggar y Tibesti en la parte septentrional de la plataforma Africana, las montañas de Mac Donnell y Masgrave en el centro de la plataforma Australiana, los macizos montañosos yacentes bajo el hielo de la Antártida Oriental y algunos otros.

A las estructuras montañosas epiplatafórmicas de estos dos últimos tipos le es aplicable la denominación *«regiones de activación autónoma»*, propuesta por A. D. Scheglov (1968) en un sentido algo diferente.

El período de formación de las fajas orogénicas epiplatafórmicas contemporáneas abarca el oligoceno—cuaternario, es decir, coincide con el período orogénico de desarrollo de los geosinclinales alpinos. Por el área que ocupan actualmente las fajas orogénicas epiplatafórmicas no sólo no ceden, sino que incluso superan las fajas orogénicas alpinas epigeosinclinales. Tampoco ceden ante estas últimas en altura ni en actividad sísmica.

Al estudiar con más atención la historia de las FOEP actuales, podemos notar que las estructuras montañosas que las constituyen han surgido en difrentes estadios de la etapa novísima de desarrollo de la corteza terrestre, con esto, en ciertos casos tanto más tarde, cuanto más lejos se hallan ellas de los geosinclinales alpinos. Así, el Pamir fue incorporado en orogénesis ya a fines del eoceno, el Tian-Shan en el oligoceno, mientras que el norte de la región de Altai-Sayanes sólo en el plioceno. Una marcha semejante del proceso fue señalada por V. A. Obruchev y confirmada por las investigaciones de L. B. Bongas, M. G. Grosvald y otros. En el ala meridional de la faja alpina Mediterránea los Himalayos se elevaron intensamente sólo en el plioceno—pleistoceno. De modo análogo son las cosas en el noreste de la URSS, donde la onda de orogénesis no se propagó desde el sur hacia el norte, como en la faja Asiática Central, sino que desde el este hacia el oeste, o sea, de la meseta de Koriak hacia la cordillera de Verjoiansk (A. A. Naimark); esta última se elevó sólo en la subedad cuaternaria, según lo puso de manifiesto G. F. Lunguersgausen en base a la composición de los guijarrales de las terrazas de los afluentes derechos del río Lena. Desde luego la ley señalada no se difunde en las FOEP autónomas, perioceánicas e interiores del cratón. La simultaneidad de su formación con la orogénesis alpina, sólo indica *la activación global de la tectogénesis en el tiempo novísimo, condicionada por una causa común de profundidad.*

La cuestión de que la orogénesis epiplatafórmica se manifestara en épocas geológicas más antiguas, fue objeto de discusión, por cuanto algunos investiga-

dores (V. V. Beloúsov, N. I. Nikoláiev) enunciaron la opinión de que el surgimiento de las estructuras montañosas del tipo dado fuese específico para la etapa neotectónica de desarrollo de la corteza terrestre e incluso, junto con la formación de los océanos, apareciera como un indicio del advenimiento de una nueva fase cualitativa de este desarrollo. Pero actualmente la mayoría de los investigadores se inclinan, más bien, apoyar el punto de vista opuesto, expresado por S. S. Shults, A. E. Mijáilov y otros, para quienes la formación reiterada de las estructuras montañosas epiplatafórmicas ocurrió en un pasado geológico remoto. Este punto de vista es confirmado por la experiencia de confección del «Atlas de mapas litologo-paleogeográficos de la URSS» (1967—69) y con los ejemplos de desarrollo de regiones aisladas. Así, en el distrito de Altai-Sayanes durante el proterozoico tardío y el paleozoico se observa una retirada paulatina de las zonas de hundimiento geosinclinal y de orogénesis epigeosinclinal desde la plataforma Siberiana hacia el Irtish. A la par con esto, las zonas que ya sufrieron consolidación, en cada época orogénica de turno recomienzan de nuevo su activación, con el renacimiento del relieve montañoso, la agitación del vulcanismo y la intrusión de granitoides. De modo análogo, la zona de consolidación baikálica (anterior a la venda) del Sayan Oriental (la parte central y el vertiente noreste) sufrió orogénesis reiterada en las épocas salmiense (el cámbrico tardío) y caledoniana (el devónico antiguo); la zona de consolidación salmiense de la vertiente suroeste del Sayan Oriental, en la época caledoniana; caledonitas del Altai Montañoso, en la época herciniana. Del mismo modo la región de consolidación caledoniana de la parte occidental del Kazajstán Central y del Tian-Shan Septentrional fue incorporada repetidamente en la orogénesis herciniana debido a la manifestación de ésta en los geosinclinales contiguos: Zaisanski, Dzhungaro-Baljanski, del Tian-Shan Meridional.

La periferia septentrional de la faja del Mongolia-Ojotsk constituida por caledonitas, baikalitas, carelitas (el Stanovik) se activaron con intensidad a fines del jurásico y a principios del cretáceo con motivo de la orogénesis kimmeridgense de la parte axial de la faja. La activación, relacionada con la orogénesis kimmeridgense de las fajas del Pacífico y de Mongolia-Ojotsk y de la región geosinclinal Indochina, afectó a un territorio inmenso de China, de la Mongolia Oriental y de las regiones de la URSS adyacentes, más allá, al sur de la plataforma Siberiana. Como testimonio de esta activación se han conservado numerosas depresiones llenas de depósitos continentales (de origen fluvial, lagunar) en forma de molasa, por lo común, colorados del jurásico superior y del cretáceo inferior. A su tiempo V. V. Beloúsov las denominó *depresiones del tipo transbaikálico*, luego en las obras de M. S. Naguíbina y en la «Tectónica de la Eurasia» éstas recibieron el nombre de *depresiones del tipo del Pacífico*. En realidad, son pandeos entre montañas de orogénesis epiplatafórmica kimmeridgense.

En general la región del Asia Central, incluyendo su periferia septentrional, que se encuentra en el territorio de la URSS, fue sometida a la orogénesis reiteradamente, casi en cada época planetaria de la activación tecto-magmática. Dentro de los límites del franjeamiento meridional de la plataforma Siberiana ello se patentizó, en particular, en el «rejuvenecimiento» reiterado de las datas radiométricas de la edad de las rocas, representada en los mapas geocronológicos confeccionados en el Instituto de Geología y Geocronología del Precámbrico adjunto a la Academia de Ciencias de la URSS. El Tian-Shan Meridional, en el intervalo entre principales orogénesis herciniana epigeosinclinal y alpina oligoceno-cuaternaria epiplatafórmica, sufrió una activación bajo el influjo de la orogénesis kimmeridgense antigua (al comienzo del jurásico) y kimmeridgense tardía (al final del jurásico y comienzo del cretáceo). A estas regiones de reiterada activación de las elevaciones el autor las deno-

minó *orogénicas recurrentes.* En esencia ellas nunca se convirtieron en plataformas jóvenes, sino que, en el mejor de los casos, experimentaban de vez en cuando, en el intervalo entre épocas orogénicas, fases de desarrollo casi platafórmico. Un representante típico de semejantes regiones en la URSS es la región de Altai-Sayanes.

La predisposición de las regiones consolidadas a la incorporación reiterada en orogénesis se determinaba, en lo fundamental, por dos factores: 1) la cercanía de los geosinclinales activos (las FOEP epigeosinclinales), de las extremidades de los océanos jóvenes (las FOEP perioceánicas) o la ubicación en las zonas que han conservado la actividad potencial de fallas profundas (las FOEP interiores del cratón); 2) la edad del plegamiento formador de plataformas y, consecuentemente, de la orogénesis epigeosinclinal. Cuanto más joven es la edad de esta última, tanto más fácilmente se incorpora la zona dada en la orogénesis repetida, siendo iguales las demás condiciones. El realidad, las estructuras del kimmeridgense tardío están incorporadas casi por entero a la orogénesis alpina, entre las kimmeridgenses antiguas conocemos ya cierto número, pero muy pequeño, de las sepultadas (región precaucásica Occidental), entre las hercinianas este número es considerable mayor (el declive oriental y el hundimiento meridional de los Urales, el ahondamiento noroeste del Tian-Shan, etc.), pero el área de las regiones de consolidación prebaikálica afectadas por la orogénesis novísima es insignificante en comparación con las baikalitas y las paleozoideas. Por ejemplo, en Africa se observa una asombrosa coincidencia completa de las zonas de activación novísima y orogénesis con las zonas de tectogénesis «panafricana» del proterozoico tardío y del paleozoico antiguo.

Debido a que las kimmerídicas tardías fueron prácticamente todas incorporadas en la orogénesis alpina al haber estado en una pausa casi platafórmica de duración relativamente corta (el cretáceo tardío y el mioceno de la región de Verjoiansk-Chukotka) y de propagación local (la pausa no existió en las Cordilleras Norteamericanas), ellas ocupan un sitio intermedio entre los sistemas orogénicos epigeosinclinales y epiplatafórmicos, siendo más próximas a los primeros, sobre todo las Cordilleras.

La estructura interior de las fajas orogénicas epiplatafórmicas es bastante cambiable, según sea el tipo y la edad del plegamiento, es decir, depende del grado de consolidación del substrato sobre que fueron formadas. *Un rasgo común de todas las FOEP es el predominio absoluto de las elevaciones*; las depresiones son de posición subordinada, sus pandeos son sólo relativos, en vista de que el fondo resulta solevantado sobre el nivel del océano. Una parte considerable de los productos de derrubio de las estructuras montañosas se acarrea fuera de los límites de las FOEP; los que se acumulan en los pandeos entre montañas y de precordillera, conforman la superformación de molasa, parecida en general a las molasas de las fajas orogénicas epigeosinclinales. Como distinción sirve el decisivo predominio de facies continentales, que, aunque, son de grano fino en la parte

inferior de los complejos de molasa (la molasa fina, inferior) y en su parte superior son de fragmentos gruesos (la molasa grosera, superior).

Las FOEP perigeosinclinales más frecuentemente representan un cuadro de alternación de elevaciones y pandeos de anchura desde varias decenas hasta algunas centenas de kilómetros. Estos «*megapliegues*» (pliegues del basamento, según Argand), que se reconstruyen en caso de elevaciones por los fragmentos de la superficie originaria peneplaneizada, son divididos en bloques-escalones por fallas subverticales; las más notables de las fallas ocupan la posición limítrofe entre las elevaciones y pandeos (fig. 101). En virtud de esto las elevaciones y pandeos (fig. 101). En virtud de esto las primeras se pueden denominar *horst-meganticlinales*; los segundos, *graben-megasinclinales*. En algunas regiones las fallas fronterizas etnre éstos representan en sí corrimientos, a lo largo de los cuales las rocas constituyentes de las elevaciones, incluendo las formaciones cristalinas del precámbrico, recubren el llenado sedimentario de las cuencas con una amplitud de varios, a veces de más de una decena de kilómetros. Semejantes corrimientos se han descubierto en la Prebaikalia y la Transbaikalia, donde, en particular, es bien conocido el corrimiento del Angará del precámbrico por encima del jurásico, hoy día confirmado por sondeo. V. N. Danílóvich (1963), quien describió detalladamente estos corrimientos, los denominó *corrimientos arcogénicos*, o sea, ligados con la formación de las bóvedas (arcogénesis, según E. V. Pavlovski). Corrimientos análogos son de amplia difusión en las montañas Rocosas Orientales de los EE.UU. (fig. 102); actualmente se ha establecido que asimismo los hay en el Tian-Shan Septentrional (V. I. Mărkov) y en la frontera del cordón Stanovói con la depresión jurásica de Chulman en la Siberia Oriental.

La cuestión de la procedencia de los corrimientos arcogénicos sirve de objeto de una disparidad radical de opiniones acerca de las condiciones de formación de las propias FOEP. Los investigadores quienes suponen que las fajas orogénicas epiplatafórmicas se formen bajo la influencia de movimientos verticales, consideran estos corrimientos como consecuencia del desmoronamiento gravitacional de las elevaciones abovedadas. Como corroboración de esta interpretación se citan los datos respecto al aumento de la inclinación de la superficie de los corrimientos con la profundidad (según los materiales de perforación) y respecto a la existencia, en las partes centrales de las bóvedas, de grabens que compensan la tracción. Otro grupo de investigadores estima que la estructura de las FOEP del tipo dado es creada, en esencia, por las tensiones horizontales de compresión, provenientes de los geosinclinales contiguos. Según señala V. I. Makárov basándose en el material referente al Tian-Shan del Norte, las fallas de corrimiento están desarrolladas allí mayormente en los terrenos de estrechamiento, disminución de la profundidad de los pandeos entre montañas y acercamiento de las elevaciones, y no

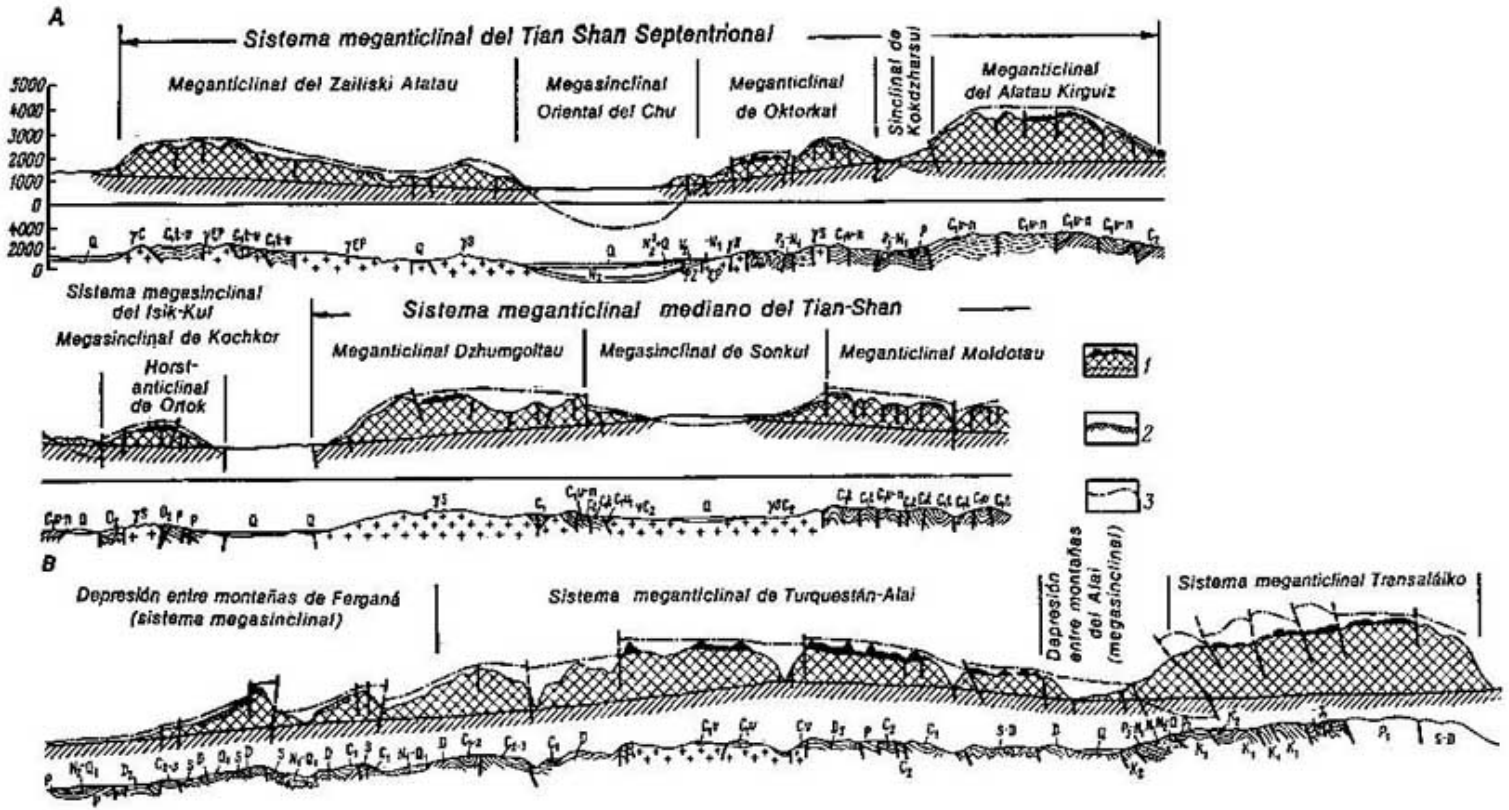


Fig. 101. El tipo estructural de las fajas orogenas epiplatafórmicas del Tian-Shan, reestablecido en base a las deformaciones de las superficies peneplanizadas mesocenozoicas y del piso del complejo de molasa:

A — e Tian-Shan del Norte (según V. I. Makárov); B — El Tian-Shan del Sur (según L. I. Soloviova)
1 — zona fracturada por denudación del macizo montañoso (profunda, plana y, en forma embrionaria, lineal), *2* — islcos de la superficie peneplanizada preorogénica; *3* — contornos de los megapliegues
Abajo: cortes geológicos

al contrario, como se debiera esperar en caso de su origen gravitacional. Es evidente que el asiento gravitacional sólo complica la constitución de los corrimientos, originados inicialmente por compresión tangencial. Como otra prueba de lo último sirve la profusión de sistemas de corrimientos conjugados derechos e izquierdos, la cual se observa en el Tian-Shan y otras partes de la faja Asiática Central.

El grado de participación de la cobertura sedimentaria de las FOEP en las deformaciones de su fundamento en general es muy va-

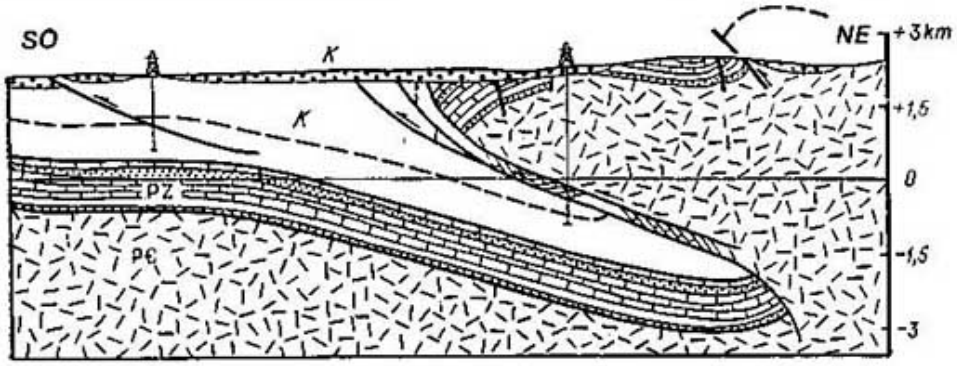


Fig. 102. Falla de corrimiento arcogénica Golden en el ala oriental del cordón Frontal del Colorado (montañas Rocosas Orientales, EE.UU., según R. R. Berg)

riable. Como regla común, las deformaciones plicativas afectan, en lo fundamental, al complejo de molasa de los pandeos entre montañas y premontañosas, donde se observan los pliegues del tipo reflejo: yacentes sobre las fallas (mayormente, en la periferia de los pandeos), diapiros (en caso de presencia en la sección de las evaporitas), cercanos a las fallas (en proximidades de los corrimientos arcogénicos). En casos aislados toda la cobertura se abarca por el plegamiento tenso de la compresión general, con el desarrollo de corrimientos e incluso charriages (el Pamir Septentrional). En otros casos ella queda poco dislocada: inclinada de forma subhorizontal o nomoclinal en dirección de la parte inactivada de la plataforma (el vertiente septentrional del Cáucaso Central, la ladera norte y los contrafuertes de la Crimea Montañosa).

La constitución de profundidad de las FOEP del tipo perigeosinclinal se caracteriza, según los escasos datos, que se tienen, por la aumentada potencia de la corteza. Así, el espesor de la corteza en el Tian-Shan y Pamir constituye unos 55—65 km en comparación con los 40—45 km de la placa de Turán (fig. 103). Con esto, se registra una concordancia directa entre el relieve de la superficie, el relieve estructural y el relieve del piso de la corteza, es decir, en total realmente se dibuja un sistema de megapliegues de la corteza.

La actividad magmática dentro de los límites del tipo en cuestión de las FOEP se manifiesta de modo irregular. En algunas de las

estructuras de este tipo ésta prácticamente falta, mientras que en otras ha cobrado un potente desarrollo, con frecuencia en forma de asociaciones volcano-plutónicas de magma ácido.

Lo último era especialmente típico para la periferia occidental de la faja geosinclinal Pacífica con su ramificación de Mongolia-Ojotsk en el mesozoico. Aquí gozan de amplia difusión las intrusiones granitoideas del jurásico tardío y del cretáceo antiguo, las cuales contienen un alto porcentaje de sílice y bastante de álcalis. Otra región de potente manifestación del plutonismo granitoideo

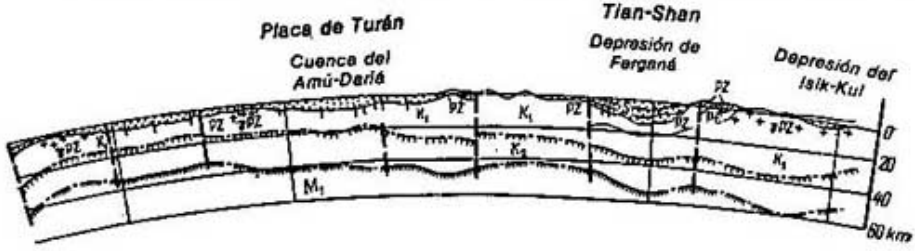


Fig. 103. Estructura a profundidad del orogeno epiplatafórmico del Tian-Shan y de la parte adyacente de la placa de Turán (según N. A. Beliaevski, A. A. Borisov, I. S. Volvovski y Yu. K. Schukin)

S — capa sedimentaria; K_1 — capa «granítica»; K_2 — capa «basáltica»; M_1 — manto superior

perigeosinclinal son las montañas Rocosas Orientales de los EE.UU.; empero, aquí la composición del magma es más básica, siendo aumentado el contenido de álcalis; sobre todo son típicas las monzonitas. Los plutones son de dimensiones pequeñas, prevalecen los stocks. Es curioso que a lo largo de las zonas de fallas pasantes estas intrusiones se propagan a trechos asimismo en aquella parte de la vecina plataforma antigua que prácticamente no fue afectada por orogénesis.

El magmatismo granitoideo de las FOEP perigeosinclinales se debe asociar a la formación de focos magmáticos en el techo de la capa basáltica y (o) en la base de la capa granítica de la corteza, cuyo espesor debido a esto aparece considerable y obstaculiza la penetración inmediata de las masas fundidas basálticas de origen del manto en los horizontes superiores de la corteza y a la superficie aflorante. M. S. Naguíbina destaca las FOEP perigeosinclinales con magmatismo volcano-plutónico ácido como estructuras especiales plegadas en bloques de *revivificación* (el tipo del océano Pacífico, del Asia Oriental), contraponiéndolas al otro tipo de las FOEP, descrito más abajo, de magmatismo basaltoideo, para el que se conserva el nombramiento de estructuras de activación. La revivificación, por lo visto, es un grado más alto de activación, el que aparece cuando el elevado flujo calorífico funde la corteza. Sin embargo, se cree que no hay necesidad de introducir el nuevo término «revivificación»; estos dos tipos, a no dudarlo, existen en la naturaleza y hace falta distinguirlos, aunque en los límites del concepto general, de las fajas orogénicas epiplatafórmicas, o estructuras de activación de las plataformas. A. D. Scheglov (1968, 1970) los deno-

minó con más acierto, respectivamente, regiones de activación refleja y autónoma.

El segundo tipo de constitución y desarrollo de las fajas orogénicas epiplatafórmicas es propio de sus variedades intracontinental y perioceánica, es decir, de las regiones de activación autónoma, según A. D. Scheglov. Con más claridad se manifiesta en la FOEP Arábico-Africana. Esta faja (fig. 104) consta de tres enormes elevaciones abovedadas, en general, de suave pendiente: la de Nubia-Aravia, la de Etiopía- Somalia y la de Uganda-Tanzania; al sitio de unión de las dos primeras se junta al este la cuarta bóveda, de Yemen Somalia. Las bóvedas son surcadas en dirección del eje por grabens angostos, pero muy extensos y profundos, o sea, por *rifts*[1]), bien patentizados en el relieve; así son los rifts del mar Rojo, del golfo de Adén, el rift Etíope (Afar), el rift del lago Ñansa. Al norte del graben del lago Ñansa la zona de rift que complica

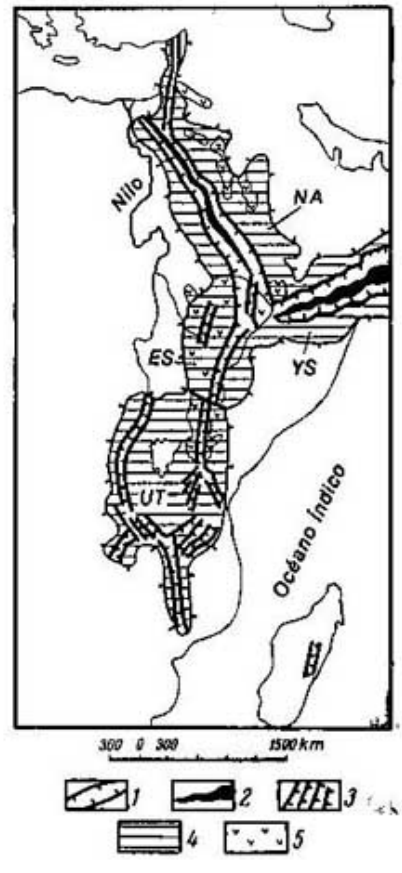


Fig. 104. Constitución de la faja orogena epiplatafórmica Arábico-Africana (según E. E. Milanovski, simplificada)
1 — zonas axiales de los rifts; *2* — zonas de usencia de capa granítica; *3* — escalones de rift; *4* — regiones de elevaciones (bóvedas): NA — de Nubia-Arabia, ES — de Etiopía-Somalia, UT — de Uganda-Tanzania (de Kenia), YS — de Yemen-Somalia, *5* — efusiones volcánicas relacionadas con la formación de rifts

la bóveda de Uganda-Tanzania se bifurca; su rama occidental se extiende a través de los lagos Kivu, Eduardo y Alberto, mientras que la oriental («rift Gregory») pasa cerca de los volcanes Kilimanjaro, Kenia y Elgon, prosigue hacia el lago Rodolfo y luego se funde con el rift Etíope. Los rifts se hallan delimitados por escarpas de falla, con frecuencia escalonadas, de amplitud de hasta 4—5 km, y llenos de sedimentos neogeno-cuaternarios lacustres y fluviales de escaso plegamiento.

Una constitución próxima se evidencia en la bóveda Baikálica, complicada por la zona de rift del lago Baikal, la cual prosigue en

[1]) Este término lo propuso el geólogo inglés J. W. Gregory en 1893 precisamente en el ejemplo del Africa Oriental.

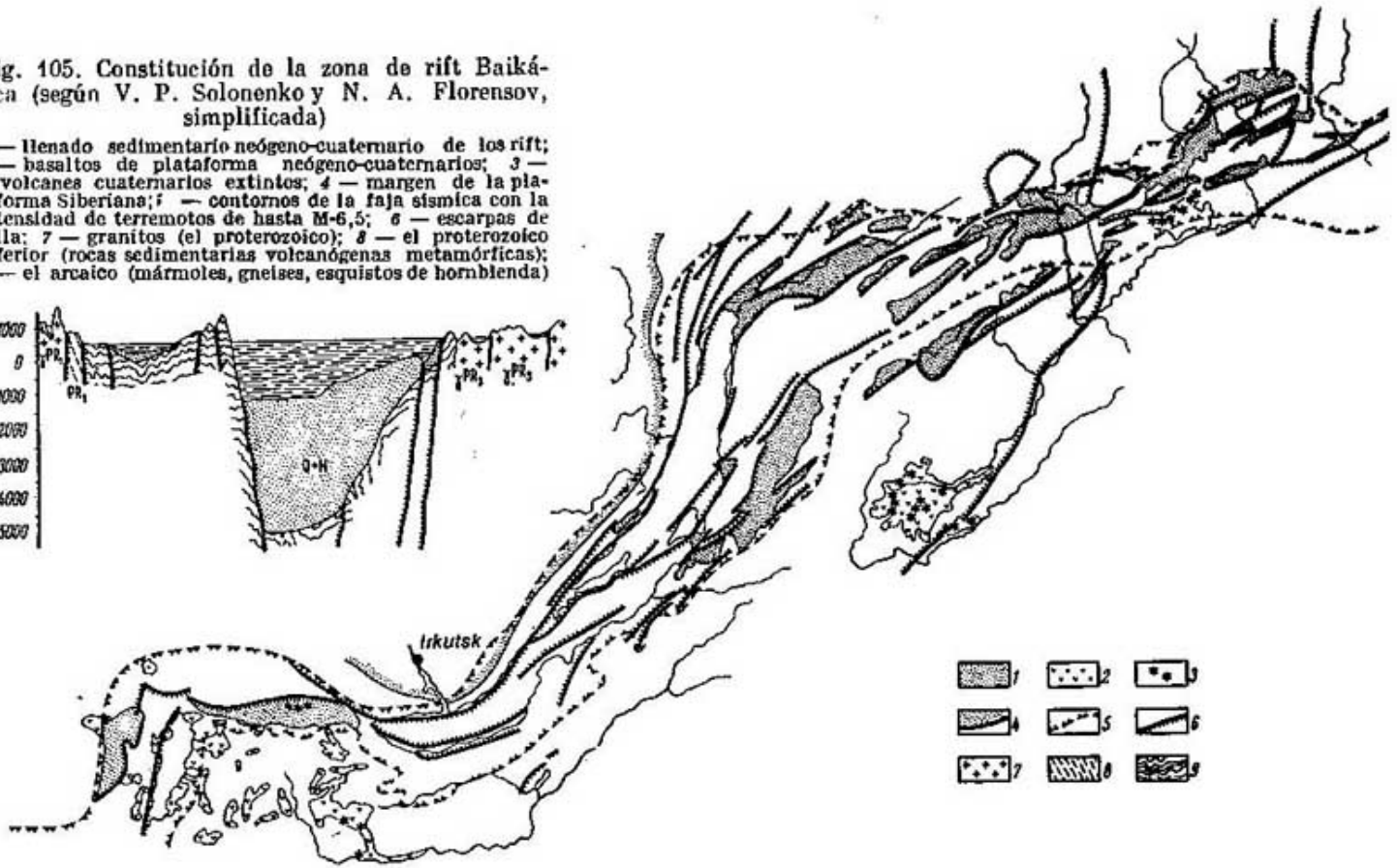
dirección sudoeste a través del valle de Tunkin hacia el lago Jubsugul en Mongolia y en dirección noreste hasta la cuenca Chárskaia en la meseta Baikálica Septentrional (fig. 105). A los rifts típicos pertenece asimismo el graben del Rhin en Europa Occidental, el cual fracturó antiguamente a la bóveda única de los Vosgos y Schwarzwald.

La constitución profunda de las regiones de formación de bóvedas y rifts tiene determinados rasgos comunes. Allí la corteza terrestre no sólo no está engrosada, sino que, por el contrario, se halla adelgazada en comparación con la corteza normal de plataformas continentales: su espesor es de unos 30 km aproximadamente. Pero en el basamento de la corteza aparecen rocas de propiedades intermedias entre las de la corteza y las del manto (al juzgar por las velocidades de propagación de las ondas longitudinales); estas rocas se pueden apreciar como constituyentes de las salientes astenosféricas.

Las zonas de rift son de elevada sismicidad. En Africa la mayor parte de los terremotos están vinculados precisamente con la zona de rifts Arábigo-Africana. Según los datos sismológicos los focos de terremotos de las zonas de rift se encuentran en el basamento de la corteza, predominando en estas zonas las deformaciones por tracción; esto quiere decir que los rifts son aberturas de gran envergadura. En algunos lugares de las zonas de rift, por lo visto, tuvieron lugar desplazamientos rumbodeslizantes (Arabia Occidental, Baikal), pero es obvio que desempeñaron un papel subordinado con respecto a las aberturas. En varias regiones, por ejemplo, en el rift Occidental del Africa Oriental, a lo largo del rift Arábico Occidental (golfo de Akaba—mar Muerto—valle del Jordán) se registra la coincidencia de las fallas de rift con las fallas limitadoras de los bloques, de variada composición y edad, del fundamento precámbrico. En el sur de Africa el joven sistema de rift que llega del norte al valle del Zambeze se empalma con los rifts antiguos llenos de formaciones del complejo de Karroo (el carbonífero superior y el jurásico inferior). En Europa las fallas del joven graben del Rhin prosiguen hacia el norte en calidad de fallas de los grabens jurásicos de la RFA del Norte y luego sale al graben pérmico de Oslo en la Escandinavia Meridional. Estos y muchos otros ejemplos testimonian un desarrollo heredado, de larga duración, de los sistemas de rift, así como el hecho de que los rifts, al igual que las fajas orogénicas epiplatafórmicas en su conjunto, no son una singularidad de la etapa novísima de la evolución tectónica de la corteza terrestre, sino que surgieron reiteradamente en el pasado, sobre todo, en las épocas de activación general de los movimientos en la frontera entre los ciclos tectónicos. Como los rifts continentales en la época actual están vinculados regularmente con las fajas orogenas epiplatafórmicas, el registro de éstos para las épocas antiguas sirve de índice seguro de manifestación de la orogénesis epiplatafórmica o, a lo menos, de la activación de las plataformas. Esto se refiere, en particular, al tiempo del paleozoico tardío y del mesozoico antiguo, la frontera entre las etapas herciniana

Fig. 105. Constitución de la zona de rift Baikálica (según V. P. Solonenko y N. A. Florensov, simplificada)

1 — llenado sedimentario neógeno-cuaternario de los rift; *2* — basaltos de plataforma neógeno-cuaternarios; *3* — volcanes cuaternarios extintos; *4* — margen de la plataforma Siberiana; *5* — contornos de la faja sísmica con la intensidad de terremotos de hasta M-6,5; *6* — escarpas de falla; *7* — granitos (el proterozoico); *8* — el proterozoico inferior (rocas sedimentarias volcanógenas metamórficas); *9* — el arcaico (mármoles, gneises, esquistos de hornblenda)



y kimmeridgense-alpina de la historia tectónica de la Tierra, cuando los sistemas de rifts continentales cobraron una profusión de singular amplitud, mientras que la orogénesis epiplatafórmica, más intensa en los continentes del grupo de Gondwana, contribuyó allí al desarrollo de un potente manto glacial. Una escotadura profunda (muchas centenas de metros) de los valles glaciares, registrada en ciertas regiones, por ejemplo, en el Africa del Sur, corrobora la existencia de un relieve elevado en esas regiones.

La presencia de las salientes de astenosfera, en combinación con el adelgazamiento y las rupturas de la corteza, forma un ambiente excepcionalmente propicio para una manifestación violenta del vulcanismo basáltico y alcalino-basáltico. En efecto, los inmensos campos de efusiones basálticas se encuentran junto a las regiones orogénicas de epiplataforma del tipo dado, en particular, a la Arábico-Africana. Además de los basaltos normales, o sea, toleíticos, son de amplia difusión los basaltos alcalinos y las rocas ultraalcalinas, así como también las lavas ácidas, pero no por doquier. El origen de estas últimas se debe ligar con la actividad de los focos secundarios, corticales, en la parte inferior de la capa granítica.

Como se ha señalado más arriba, los orogenos epiplatafórmicos tipo perigeosinclinal ocupan cierto lugar en la sucesión desde las plataformas oceánicas hasta las continentales. En la misma dirección varían según una ley regular las composiciones de manifestaciones magmáticas: desde los basaltos toleíticos de los océanos (con bajo contenido de K_2O y con elevado, de TiO_2, según G. B. Rúdnik y T. I. Frolova) a través de las andesitas de los orogenos epigeosinclinales hasta los basaltos toleíticos de los orogenos epiplatafórmicos (con alto contenido de K_2O y con uno pequeño de TiO_2) y los basaltoides alcalinos de las partes activizadas de las plataformas continentales. Estos cambios se observan bien, tanto en la periferia del Pacífico, como en la sección desde el mar Mediterráneo hasta la Europa Central y Septentrional. También están patentizados con nitidez en las épocas geológicas antiguas, según mostró A. A. Mossakovski (1971) para el vulcanismo paleozoico tardío del franjeamiento septentrional del Tetis.

Llama la atención la semejanza sustancial existente entre los rifts y aulacogenos. Estos últimos se distinguen, posiblemente, por el menor papel que desempeñan en la constitución de su llenado los sedimentos de fragmentos groseros, pero ambos pertenecen, sin ninguna duda, a la clase de las estructuras profundas planetarias de abertura, rifts en el sentido lato de la palabra, y, más exactamente, a la subclase de los *rifts continentales*. Con esto, es de presumir que los aulacogenos representen en sí *paleorifts*.

E. E. Milanovski (1970) propuso destacar entre las zonas de rift de las FOEP dos tipos: 1) abovedado volcánico y 2) «fisural», no volcánico o débilmente volcánico. Al primer tipo se refieren las zonas de Etiopía y de Kenia (el rift de Gregory) de la faja Africana Oriental; al segundo, la zona occidental de la faja Africana Oriental, asimismo las zonas del Rhin y Baikálica. La diferencia

consiste en el papel relativo de las elevaciones abovedadas, del vulcanismo y de la tracción, lo que se refleja en las mismas denominaciones de los tipos. Conforme se supone que en la formación de los rifts del primer tipo el principal papel lo desempeña el ascenso de la sustancia del manto calentada y descompactada, en tanto que para el segundo tipo es de importancia el proceso de «pura» tracción.

Inicialmente se consideraba que la formación de los rifts fuese consecuencia del estiramiento de las elevaciones abovedadas, lo que encontró confirmación en los conocidos experimentos de H. Cloos y en las recientes pruebas de I. V. Luchitski y P. M. Bondarenko. No obstante, se ha esclarecido que las dimensiones de los rifts con frecuencia superan el tamaño posible de semejante estiramiento y que en ciertos casos (el rift Baikálico) los rifts surgen coetáneamente con el comienzo de la arcogénesis, ya antes de que el estiramiento alcance su máximo. El proceso de vulcanismo, esto es, el acarreo de cantidades apreciables del magma desde los focos subcorticales, no cabe duda que pudiera contribuir al asiento del fondo de los rifts, pero es poco probable que diese origen al propio surgimiento de éstos, puesto que no siempre, ni mucho menos, el vulcanismo precede a la formación de los rifts y a veces se suele manifestar en general sólo en proporciones muy restringidas. Todo esto dio pie a que algunos investigadores negasen la existencia de los vínculos causales entre la formación de rifts y la de bóvedas y que explicasen la génesis de los rift por el efecto de los esfuerzos puramente horizontales (A. V. Chekunov, con arreglo al aulacogeno del Dniéper-Donetz). Se comprende, sin embargo, que este último punto de vista no se ajusta plenamente a la realidad.

Al analizar el origen de los rifts, hace falta atender, ante todo, a que éstos se suelen fundar a lo largo de las costuras tectónicas antiguas, zonas potencialmente debilitadas de la litosfera. Para aflorar estas costuras es suficiente, claro está, una elevación originaria muy pequeña; pero este afloramiento y la formación de la elevación hacen disminuir la carga sobre la astenosfera, ascender su techo y crecer la saliente astenosférica, que al fin de cuentas llega al piso de la corteza y aparta hacia ambos lados el manto superior de densidad normal. Con la irrupción de los productos de fundición de la saliente astenosférica a través de la corteza adelgazada empieza el vulcanismo, que, sin embargo, no compensa por lo común a esta saliente sobrecreciente. Lo último produce tanto el crecimiento de la elevación abovedada, como el ensanchamiento y profundización del rift. En última instancia, como muestra el ejemplo del mar Rojo, la corteza se puede desgarrar por completo, penetrando el material del manto por esta abertura (fig. 106). Las anomalías gravitacionales negativas, que se originaron en el estadio inicial de la formación de los rifts debido al encorvamiento de la superficie de la corteza, a su adelgazamiento, al llenado del pandeo por sedimentos deleznables y al ascenso del material astenosférico, se sustituyen ahora por las positivas a consecuencia del intercambio completo de la corteza continental por la corteza recién formada del tipo oceánico. El mag-

matismo alcalino-basáltico cede el sitio a uno toleíto-basáltico (A. V. Razvaliáev).

Las diversidades que ha señalado E. E. Milanovski entre los dos tipos de los rifts continentales epiplatafórmicos es probable que reflejen la velocidad desigual, con que diversas zonas de rift pasan dos estadios de desarrollo de los rifts: el

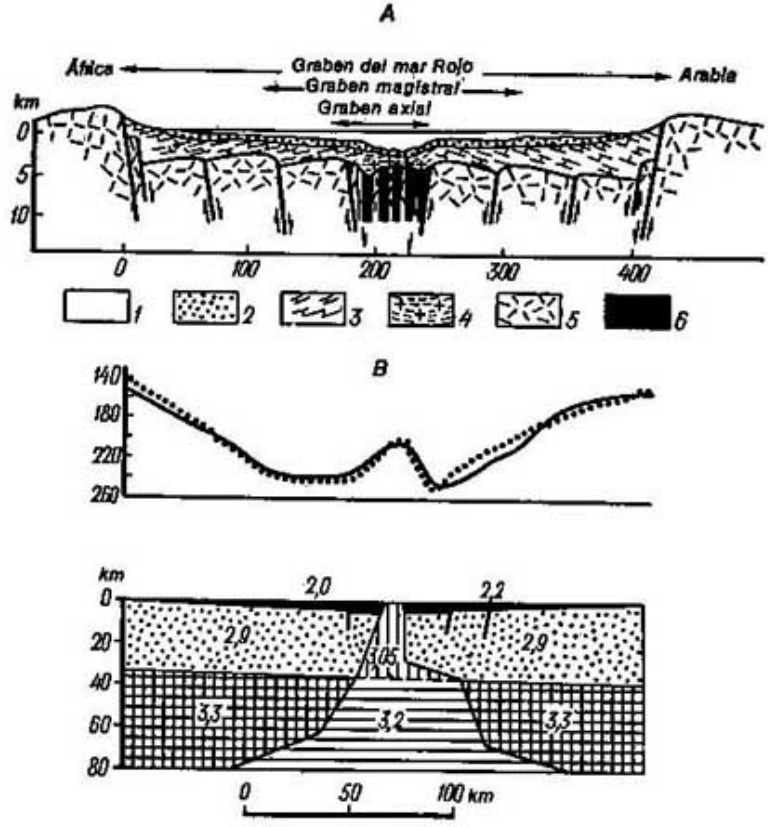


Fig. 106. Constitución de las zonas de rift: A—del mar Rojo (según R. V. Guidler) y B—de Kenia, el rift de Gregory (según B. I. Baiker y Y. Volenberg)
El corte a través del rift de Gregory es confeccionado en base a los datos gravimétricos (arriba la curva de anomalía de Bugué, la registrada se muestra con línea de trazo llano y la calculada, con línea punteada según el modelo representado en el esquema inferior)
1 — agua; *2* — sedimentos detríticos; *3* — carbonatos, evaporitas; *4* — sedimentos y basaltos de recubrimiento; *5* — fundamento cristalino; *6* — penetración de basaltos

inicial cuando prevalecen la formación de las bóvedas y el vulcanismo, y el tardío, con predominio del estiramiento y del descollo mecánico de bloques del manto. En los rifts «fisurales» el primer estadio transcurre de forma acelerada y reducida.

Los dos tipos caracterizados más arriba de la constitución de las fajas orogénicas de epiplataforma: *el de Tian-Shan* y *el de Africa Oriental*, según los ha denominado V. V. Beloúsov (1966), están muy lejos de agotar toda la variedad, que es propia asimismo, dicho sea de paso, de las fajas orogénicas epigeosinclinales. Sólo en una faja orogénica epiplatafórmica perigeosinclinal de las Cordilleras observamos la estructura de bloques y megapliegues de las montañas Rocosas

Orientales, de las montañas de Franklín y Mackenzie, la estructura puramente de bloques de la Sierra Pampa, la estructura abovedada en bloques de los Andes Venezolanos y la estructura imbricada de corrimiento de la Cordillera Oriental del Perú Meridional y de Bolivia. No cabe duda que ésta es una de las cuestiones que requieren un desarrollo futuro.

De suerte que todo lo dicho confirma por completo la legitimidad de que las fajas orogenas epiplatafórmicas se destaquen como una categoría independiente de los elementos estructurales más grandes de la corteza terrestre y, en particular, de las fajas orogénicas y activas; además, en particular muestra que estas fajas pueden ser divididas a su vez en tipos que se distingan entre sí suficientemente. Entre tanto ya hemos señalado que la duración de la existencia de las fajas orogénicas epiplatafórmicas, que, como regla general, es de varias decenas de millones de años, es mucho menor que la de desarrollo de las fajas geosinclinales y plataformas. Pero esta propiedad es común a todas las fajas orogénicas, no sólo epiplatafórmicas, sino que de las epigeosinclinales y de las oceánicas medianas. Como es natural, esto está vinculado con el hecho de que el alto flujo calorífico, que es propio de todas las fajas orogénicas y que provoca grandes pérdidas del calor de la astenosfera, debe inevitablemente causar su enfriamiento general y, por lo menos, una disminución temporal de la actividad tectónica.

El valor práctico de la separación de las fajas orogénicas de epiplataforma se radica en su metalogenia, muy singular y de mucha importancia. Ello fue consignado en las obras de V. I. Smirnov, D. I. Gorzhevski, V. N. Kozerenko, M. I. Itsiksón, E. D. Kárpova, E. A. Radkévich, pero al análisis más detallado le son dedicados una monografía especial de A. D. Scheglov (1968) y un artículo,escrito más tarde por el mismo autor (1970). Es verdad que A. D. Scheglov, según señaló E. T. Shatálov en su recensión referente a dicho libro, interpreta con excesiva amplitud las nociones de regiones y etapas de activación, incluyendo en éstas asimismo las regiones de orogénesis epigeosinclinal, en especial los macizos medianos; pese a todo su tentativa de evidenciar la especificidad metalogénica de las fajas de orogénesis epiplatafórmica resulta, en conjunto, interesante y valiosa. Guiándonos por los datos de A. D. Scheglov, podemos indicar que para las FOEP son característicos los yacimientos hidrotermales (meso-epitermales) de estaño, tungsteno, plomo, cinc, oro, plata, estibio, uranio, molibdeno y cobre, relacionados con las intrusiones fisurales y anulares de granitoides: monzonitas, granitos, granitófidos, granitos alcalinos; los de niobio, tantalio, tierras raras, fluorita, relacionados con las carbonatitas; los yacimientos teletermales de minerales de plomo y cinc y de cinabrio. Está claro que cada uno de los tipos de las FOEP, destacados más arriba, debe de tener determinada mineralización propia, dentro del cuadro de la característica general que acabamos de exponer. A. D. Scheglov intentó marcar nueve (en la obra de 1970, ocho) tipos metalogénicos de las regiones de activación, pero entre estos

tipos figuran asimismo las provincias de las plataformas activas, estructuras montañosas epigeosinclinales y de los macizos medianos. Los yacimientos metalíferos de las FOEP, como señalan A. D. Scheglov y otros investigadores,son controlados estrictamente por dislocaciones disyuntivas, con frecuencia se encuentran en el sitio donde se intersecan las rupturas de diversas direcciones, siendo de dimensiones apreciables los cuerpos metalíferos. Para las regiones de activación refleja (perigeosinclinales) sobre todo son típicos los yacimientos de minerales de molibdeno, wolframio, estaño, oro; los polimetalíferos, de mercurio, estibio, metales raros (Ta, Nb), tierras raras. fluorita son específicos de las regiones de activación autónoma (intracontinentales, perioceánicas).

Las cuencas entre montañas y de precordillera de los orogenos epiplatafórmicos encierran con frecuencia grandes criaderos de caustobiolitas y otros minerales útiles sedimentarios. Por ejemplo, las depresiones entre montañas de las Rocas Orientales de los EE.UU., la de Ferganá y la Afgano-Tadzhik son cuencas petrolíferas y carboníferas al mismo tiempo; con esto, las hullas se explotan en sus partes periféricas, en tanto que los depósitos de petróleo y gas se laborean en sus partes centrales. Algunas depresiones de las montañas Rocosas Orientales contienen además grandes reservas de esquistos combustibles (la serie eocénica del «Green-river»). La depresión de Chulman de la FOEP Baikálico-Stanovói es una cuenca hullera de importancia. En los grabens del Rhin y de Suez, además de los depósitos petrolíferos, abundan yacimientos de sal gema, el graben del Rhin contiene asimismo sales potásicas. Es curioso que la sustancia orgánica originaria para la formación del petróleo en los orogenos epiplatafórmicos se acumulaba en la mayoría de los casos en condiciones de cuencas intracontinentales (el Asia Central, etc.). Con los esquistos bituminosos, carbones y rocas coloradas de las FOEP entre montañas y premontañosas a menudo resultan asociadas las concentraciones industriales del uranio. La molasa colorada en algunos terrenos incluye yacimientos de areniscas cuprosas.

Bibliografía

Аргап Э. Тектоника Азии. ОНТИ, 1935. (*Argand E.* Tectónica de Asia.)

Байкальский рифт (сборник). М., изд-во «Наука», 9967. (El rift Baikálico.)

Белоусов В. В. Явление тектонической активизации в развитии земной коры. В кн.: «Активированные зоны земной коры.» М., изд-во «Наука», 1964. (*Beloúsov V. V.* El fenómeno de activación tectónica en el desarrollo de la corteza terrestre.)

Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. М., изд-во «Наука», 1966. (*Beloúsov V. V.* La corteza terrestre y el manto superior de los continentes.)

Данилович В. Н. Аркогенный тип надвигов. «Геология и геофизика», 1963, № 2. (*Danilóvich V. N.* Tipo arcogénico de los corrimientos.)

Боголепов К. В. О двух типах орогенеза. «Геология и геофизика», 1968, № 8. (*Bogolépov K. V.* Sobre dos tipos de orogénesis.)

Зорин Ю. А. Новейшая структура и изостазия Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий. М., изд-во «Наука», 1971. (*Zorin Yu. A.*

La estructura novísima e isostasia de la zona de rift Baikálica y de los territorios colindantes.)

Кинг Ф. Б. Геологическое развитие Северной Америки. М., ИЛ., 1961. (*King F. B.* Desarrollo geológico de Norteamérica.)

Кинг Лестер. Морфология Земли. М., изд-во «Прогресс», 1967. (*King Lester.* Morfología de la Tierra.)

Корешков И. В. Области сводового поднятия и особенности их развития. М., Госгеолтехиздат, 1960. (*Koreshkov I. V.* Regiones de elevación abovedada y particularidades de su desarrollo.)

Масайтис В. Л., Старицкий Ю. Г. Структуры «дива» Восточной Азии. В кн.: «Строение и развитие земной коры». М., изд-во «Наука», 1964. (*Masaitis V. L., Staritski Yu. G.* Las estructuras «diva» del Asia Oriental.)

Милановский Е. Е. Основные типы рифтовых зон материков. Вестн. МГУ, геол. № 2, 1970. (*Milanovski E. E.* Principales tipos de las zonas de rift continentales.)

Мирчинк Г. Ф. Основные закономерности развития земного лика. Бюлл. МОИП, отд. геол., № 3—4, 1940. (*Mirchink G. F.* Principales leyes regulares de desarrollo de la faz de la Tierra.)

Лучицкий И. В., Бондаренко П. М. Эксперименты по моделированию сводовых поднятий байкальского типа. «Геотектоника», 1967, № 2. (*Luchitski I. V., Bondarenko P. M.* Experimentos de simulación de las elevaciones abovedadas del tipo baikálico.)

Нагибина М. С. О тектонических структурах, связанных с активизацией и ревивацией. «Геотектоника», 1967, № 4. (*Nagulbina M. S.* Sobre las estructuras tectónicas vinculadas con la activación y revivificación.)

Николаев Н. И. О новом тектоническом этапе развития земной коры. Бюлл. МОИП, отд. геол., № 2, 1954. (*Nikolaev N. I.* Sobre la nueva etapa tectónica de desarrollo de la corteza terrestre.)

Обручев В. А. Юные движения на древнем темени Азии. «Природа», № 8—9, 1922. (*Obruchev V. A.* Movimientos jóvenes sobre el antiguo parietal del Asia.)

Обручев В. А. Основные черты кинетики и пластики неотектоники. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1948. (*Obruchev V. A.* Principales caracteres de la cinética y plástica de la neotectónica.)

Павловский Е. В. Сравнительная тектоника мезозойских структур Восточной Сибири и Великого рифта Африки и Аравии. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1948. (*Pavlovski E. V.* Tectónica relativa de las estructuras mesozoicas de la Siberia Oriental y del gran Rift de Africa y Arabia.)

Павловский Е. В. О некоторых общих закономерностях развития земной коры. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1953. (*Pavlovski E. V.* Sobre ciertas leyes regulares generales de desarrollo de la corteza terrestre.)

Пущаровский Ю. М. Резонансно-тектонические структуры. «Геотектоника», 1969, № 1. (*Puscharovski Yu. M.* Estructuras tectónicas de resonancia.)

Хаин В. Е. Возрождённые (эпиплатформенные) орогенические пояса и их тектоническая природа. «Советская геология», 1965, № 7. (*Jain V. E.* Fajas orogénicas resucitadas (epiplataformicas) y su naturaleza tectónica.)

Чекунов А. В. О механизме образования структур типа авлакогенов (на примере Днепровско-Донецкой впадины). «Геотектоника», 1967, № 3. (*Chekunov A. V.* Acerca del mecanismo de formación de las estructuras del tipo de aulacogenos.)

Чень Го-да. Область «дива» — послеплатформенная подвижная область нового типа. Scientia Sinica, vol. 14, № 10, 1965. (*Chen Go-da.* La región «diva» como zona activa posplataformica de un nuevo tipo.)

Шульц С. С. Геоструктурные области и положение в структуре Земли областей горообразования по данным новейшей тектоники СССР. В кн.: «Активизированные зоны Земн. коры», М., изд-во «Наука», 1964. (*Shults S. S.* Regiones geoestructurales y la posición de las regiones de orogénesis en la estructura de la Tierra en base a datos de la tectónica novísima de la URSS.)

Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. М.,

над-во «Недра», 1968. (*Scheglov A. D.* Metalogenia de las regiones de activación autónoma.)

Щеглов А. Г. Главные типы областей тектоно-магматической активизации. «Советская геология», 1970. № 3. (*Scheglov A. D.* Principales tipos de regiones de activación tectono-magmática.)

Яншин А. Л. Тектоническое строение Евразии. «Геотектоника», 1965, № 5. (*Yanshin A. L.* Constitución tectónica de Eurasia.)

Indice alfabético de materias

Activación tectónica, 332
Adyacencia paralela, 208
— regresiva, 211
— transgresiva, 211
Alaucogeno, 285
Alaucogenos cerrados, 291
— complicados, 290
— pasantes, 291
— simples, 291
Alzamientos, 66
Análisis de las facies; 138
— — — — (litofacies) y potencias, 15, 149
— — — formaciones, 16, 192
— — la pendiente de los cursos de los ríos, 110
— — las soluciones de continuidad (hiatos) y discordancias 15, 203, 207
— — los cambios litológicos y faciales de las capas sedimentarias en sección vertical, 15, 216
— estructural, 13
— microestructural (petroestructural), 14
Anteclisa, 288
Antefosas, 63
— de la precordillera, 270
Arcogénesis, 331
Asimetría de los valles fluviales, 113
Asociación de esquistos y diabasas, 261
— vulcano-plutónica, 268
Astenosfera, 43

Batisineclisas, 292
Biclinal, 174, 175
Bloques, 65
— (placas) estables (plácidos), 59
Bloques arcaicos, 288
Bóvedas, 296

Caballones de costura, 294
— — charnela, 294
— — inversión, 294
— heredados, 294
Cadencia de los pliegues, 220
Cambios (secundarios) de las potencias sedimentarias, 178
Capa basáltica de la corteza terrestre, 34
— (línea divisoria) de Golitsin, 48
— eclogítica de la Tierra, 40
— granítica de la corteza terrestre, 31
— (guiaondas) de Gutenberg, 45
— sedimentaria de la corteza terrestre, 31
Catagénesis (epigénesis), 148
Ciclotemas, 222, 223
Cobertera de plataforma, 281, 286
— sedimentaria, 286
Coeficiente de monomineralidad, 232
Columna de formación, 202
Combaduras de costura, 321
— laterales, 321
— póstumas frontales, 326
Compactación gravitacional, 180
— — de los sedimentos, 178
Complejo geosinclinal principal, 254
— metageosinclina, 325
— metaorogénico, 325
— transitorio, 325
Compensación permanente del descenso tectónico por el depósito de los sedimentos, 154
Conjuntura intracontinental, 255
Conglomerados apicales, 146

Conglomerados en bloques, 146
Continentes, 30
Corrección batimétrica (en el análisis de las potencias), 165
Corrimientos arcogénicos, 339
Cortes de las formaciones, 202
Corteza consolidada (cristalina), 30
— oceánica, 30
— suboceánica, 38
— terrestre, 30
Cortezas fósiles de meteorizacion, 149
Costura ofiolítica, 266
Cratones, 286
Criterio de semejanza, 16
Cúpulas terminales, 31
Curvas epirogénicas de S. N. Bubnov, 232
Curva granulométrica, 232

Deformaciones plicativas disyuntivas, 65
— — suaves,65
Depósitos correlativos, 122
Depresión entre cordilleras, 63
— precordillerana, 63
Depresiones, 293
— del tipo del Pacífico, 337
— — — transbaikálico, 337
Derrumbes y deslizamiento subácueos, 146
Derrubio secundario tardío, 183
— — temprano, 183
Deuteroorogénesis, 335
Discordancia general, completa o estructural, 215
— geográfica o cartográfica, 212
— paralela, estartigráfica o erosiva, 208
— subácuea de deslizamiento, 214
Discordancias asimutales dispersas 214
— angulares, 212
— asimutales, 214
— falsas o secundarias, 215
— locales, 213
— marginales, 211
— ocultas, 215
— regionales, 213
Distrogénesis, 69

Elevaciones (cadena de montañas bajas) heredadas, 319
— centrales, 267
Epiplataformas interiores del cratón, 335
— del tipo perioceánico, 335
Esclerosfera, 67
Escudo (plataforma), 63, 287
Espacio cada vez más extenso para un depósito sedimentario eventual, 153, 171
Estadio alaucogeno de evolución de las plataformas antiguas, 298, 309
— de desarrollo de la placa en la plataforma, 298, 309
— — flysh, 263
— — formación del cratón, 297
Estadios trafogénicos, 275
Estructuras combadas, 305, 324
— corticales (profundas, grandes, pepequeñas, diminutas, de cubierta) 64, 65
— criptovulcánicas, 296
— de profundidad, 57
— disyuntivas, 65
— geotectónicas, 56, 57
— suaves (o coherentes), 65
Etapa geosinclinal principal, 254
— orogénica, 267
Eugeosinclinales, 239, 250

Facies de arrecife, 146
Factor isostático en la formación de sedimentaciones potentes, 175
Fajas activas (móviles), 59
— — centrooceánicas, 60
— geosinclinales, 241
— marginales de continentes, 258
— orogénicas epiplatafórmicas (FOEP) 332
— — — perigeosinclinales, 332
— volcánicas, 268
— — marginales, 268
Fallas de borde de las plataformas, 281
Filas de escollo, 146
Formalización de los conceptos tectónicos, 17
Formación árida colorada, 315
— anortosítica, 312
— basal lagunar-continental, 300
— carbonatada, 301
— — de plataforma, 301
— carbonífera límnica, 315
— — parálica superior, 303
— colorada evaporítica, 302
— continental colorada, 303
— de cortezas de meteorización, 303
— — caolín cuarzo y arena, 303
— — los rifts, 347
— — labradorita-rapakiwi, 312
— del manto de hielo (casquete glacial), 303, 315
— de pórfido, 268
— — rocas ultrabásicas alcalinas, 313
— efusiva olivino-basáltica alcalina, 311

Formación efusiva traquito-basáltica-al calina, 311
— gabro-anortosítica, 312
— granítica de gabro(granofírica), 311
— intrusiva de plataforma (grupo), 313
— plato-basáltica, 310
— sienita nefelínica, 312
— salinífera, 243
— subsiguiente tardía, 297
— terrígena marina transgresiva o inferior, 300
— vulcano-plutónica, 297
Formaciones salíferas, 196
Fórmula de la corteza, 40
Fracturas corticales, 65
Fundamento cristalino, 286
— (cristalino), 286

Geología estructural, 11
Geosinclinales interiores del cratón, 251
Geomecánica, 12
Geotectónica aplicada, 12
— general (teórica o dinámica), 12
— histórica, 12
— morfológica, 11
— regional, 12
Graben-megasinclinales, 339
Grabens transversales, 323
Gradaciones, 199
Guiaondas, 45
Guirnaldas y pandeos heredados, 319

Hipótesis de contracción, 14
— del desplazamiento de los continentes, 25
— de elevación, 25
— — la pulsación, 26
— — — Tierra en expansión, 25
Horst-megaanticlinales, 339
Hundimientos incompensados, 159
— periféricos del cratón (pericratónicos), 293

Intercepciones fluviales, 114
Intrageoanticlinales, 238
Intrageosinclinales, 238, 249
Inversión general, 265
— parcial, 263
Isodefas, 113
Isostasis, 45

Litofacies, 139
Litosfera, 43

Macizo de borde, 288
— residual, 288
Macizos (en los límites de una plataforma), 288
— medianos (microcontinentes), 63, 258
Manto de la Tierra, 40, 47
— inferior, 48
— medio, 47, 48
Mapas de contacto, 207
— — iguales potencias, 152
— — regresión, 207
— — la superficie de base, 100, 101
— — — tectónica novísima, 127
— — las facies, 139
— — transgresiones, 207
— geológicos paleoestructurales, 206
— paleogeológicos, 205
— — estructurales, 206
— paleotectónicos, 202
Márgenes continentales subácueas pasivas, 254
Meandros excavados, 112
Megaanticlinal, 339
Megacaballones, 294
Megacascada, 338
Megapliegues, 65
Megasinclinal, 339
Megasineclisa, 319
Metamorfismo de baja temperatura y elevada presión, 266
— normal de altas temperaturas, 266
Mesosfera, 49
Método batimétrico, 98
— cartográfico comparativo, 82
— de determinación reiterada de las coordenadas geográficas, 88
— — estudio de la red fluvial y de los valles de los ríos, 108
— — — — las fases dinámicas del aluvión, 90
— — — — la morfología de las costas, 106
— — — — los movimientos novísimos, 94
— — — — las terrazas fluviales, 119
— — — — — — marinas, 104
— — medida de las inclinaciones de la superficie terrestre, 94
— — los movimientos contemporáneos, 81
— — observaciones respecto al nivel del agua, 82
— — tectónica comparativa, 14
— — triangulaciones reiteradas, 87
— experimental, 16
— histórico, 81
— morfométrico, 100
— orográfico, 95

Método sísmico, 93
— volumétrico, 15, 190
Métodos arqueológicos, 81, 126
— biogeográficos, 126
— de análisis paleotectónico, 138
— — cadencias, 15
— — estudios de las superficies antiguas de allanamiento, 118
— — investigación tectónica de los hiatos y las discordancias, 15
— — modelación, 17
— geodésicos, 14
— geofísicos, 18
— geomorfológicos, 15, 96
Miogeoanticlinales, 250
Miogeosinclinales, 239
— internos del cratón, 291
Modelo matemático de los procesos tectónicos, 16, 17
Molasa cataplatafórmica, 324
— inferior, 270
— salífera, carbonífera y volcanógena, 270
— teleorogénica, 324
Movimientos antiisostáticos, 47
— arcogenéticos, 331
— contemporáneos, 78, 81
— contemporáneos vinculados a sismos, 81
— corticales, 73, 75
— de bloques, 73
— — gran profundidad, 73, 74
— — plegamiento, 71
— — profundidad, 71, 74
— — undaciones, 70
— dirigidos, 71
— disyuntivos, 69
— en bloques, 66
— epirogénicos, 67, 74
— exotectónicos 73, 76
— formadores, 67
— horizontales, 71, 233
— irreversibles, 71
— isostáticos, 73
— jóvenes, 81
— lentos, 81
— magmáticos, 69
— novísimos, 78, 94
— ondulados, 66
— ondulados-oscilatorios, 66
— oscilatorios, 69, 71, 73
— orogénicos, 67
— planetarios, 73, 74
— rápidos, 81
— (deformaciones) suaves (coherentes), 65, 71
— superficiales o de recubrimiento, 71, 75
Nappismo, 24
Neotectónica, 80
Nivel de compensación de los hundimientos a cuenta de la acumulación, 169
Núcleo de la Tierra, 49
— — los escudos, 288

Oceanogénesis, 69
Oligostromos, 146
Olistolitas, 18
Ondas estructurales, 65
Orogénesis (movimientos orogénicos), 67
Orógenos epigeosinclinales o primarios, 267
— póstumos, 262
— recurrentes, 263
Oscilaciones estáticas del nivel del oceano universal, 230
— generales, eustáticas, 217

Pandeo de retaguardia, 269
— entre montes, 270
— marginal, 269
Pandeos en forma de graben, 289
— transversales, 267
Paraplataformas, 310
Paranticlinorio, 291
Parasinclinorio, 291
Placa, 287
Placas cercadas, 319
Plataformas, 59
— activadas, 332
— activas, 309, 317
— antiguas, 296
— continentales, 60, 279
— estables, 296, 317
— jóvenes, 318
— oceánicas, 60
Pliegues de basamento, 339
Proceso de inversión, 239
Profundidad de depósito de los sedimentos, 156
Protoorogénesis, 335
Pulsaciones, 74

Recubrimiento mantiforme, 211
— transgresivo, 211
Regiones de hundimientos periféricos del cratón, 293
— — plegamiento acabado, 318
— — quimatogénesis, 332
— koilogénicas, 318
Régimen tectónico, 57
Regiones tergales, 335
Regla o ley de Karpinski, 305

Relieve erosivo tectónico (rift de barrera), 172
Revivificación, 342
Rifts continentales, 346
Ritmicidad (variación cíclica) de los estratos de diferentes rocas, 216

Salientes en forma de horst o acanalada, 290
Sineclisas de recubrimiento (superpuestas), 288, 321
— epigonales, 292
— heredadas, 288
— marginales o nodales, 292
Sismotectónica, 12
Sistema geosinclinal, 63, 238, 247
Sistemas plegados, 63
Subformación de arenas cuarzosas o arcicosas (areniscas), 300
— — arcillas oscuras y arenas polimictas, 300
— — molasa, 270
Subformaciones, 194
— de arcillas bituminosas negras (esquistos combustibles y margas), 300
— carbonatadas húmedas (calcáreas), 302
Subgeoanticlinal, 289
Subgeosinclinal, 289
Superficie de allanamiento poligenética, 120
— — Conrado, 37
— — Mojorovicic, 40

Tafrogénesis, 274
Talasogénesis, 69
Tectonofísica, 12
Tectosfera, 30
Tipo de faja orogénica epiplatafórmica de Tian-Shan, 348
Turbiales (torrentes turbios), 144, 159

Undación, 70

Valles antecedentes, 111
— suspendidos o abandonados, 111

Yuxtaposición paralela, 209

«Zeugeosynclynes», 299
Zona activa geoanticlinal (epiplatafórmica orogénica), 63
— — geosinclinal, 60
— — oceánica, 60
Zonas activas orogénicas de epiplataforma, 60
— de rift (abovedado volcánico «fisural» no volcánico o débilmente volcánico), 346
— — Wadati-Zavaritski-Benioff (WZB), 240
— plegadas interiores de plataforma, 291

A nuestros lectores:

«Mir» edita libros soviéticos traducidos al español, inglés, francés, árabe y otros idiomas extranjeros. Entre ellos figuran las mejores obras de las distintas ramas de la ciencia y la técnica: manuales para los centros de enseñanza superior y escuelas tecnológicas; literatura sobre ciencias naturales y médicas. También se incluyen monografías, libros de divulgación científica y ciencia ficción. Dirijan sus opiniones a la Editorial «Mir», 1 Rizhski per., 2. 129820, Moscú, I-110, GSP, URSS.

Dashkó R., Kagán A.

Mecánica de suelos para prácticas técnicas de ingeniería

En el libro de R. Dashkó y A. Kagán, Candidatos a Doctores en Ciencias Geólogo-mineralógicas, se examinan las principales nociones de la mecánica de los suelos. Se analiza la esencia física de los procesos que llevan a la deformación y la destrucción de los terrenos. Se examinan los esquemas de la distribución de las tensiones, del cálculo de los asientos y de la estabilidad de las fundaciones de construcciones que deben considerarse al resolver problemas ingeniero-geológicos. Se demuestra la necesidad de aplicar las leyes de la mecánica de los suelos en la práctica de las investigaciones ingeniero-geológicas y se dan ejemplos de dicha aplicación. Esta obra está destinada a los ingenieros-geólogos encargados de las prospecciones para construcción, a los especialistas en la rama de la mecánica de los suelos y a los diseñadores. Puede ser utilizado también por los estudiantes de centros docentes superiores de investigación geológica.